Pêches et Océans Canada | Fisheries and Oceans Canada
Sciences des écosystèmes et des océans | Ecosystems and Oceans Science

Régions de Terre-Neuve-et-Labrador, Québec, du Golfe et des Maritimes | **Secrétariat canadien de consultation scientifique**
Avis scientifique 2018/039

CONDITIONS OCÉANOGRAPHIQUES DANS LA ZONE ATLANTIQUE EN 2017

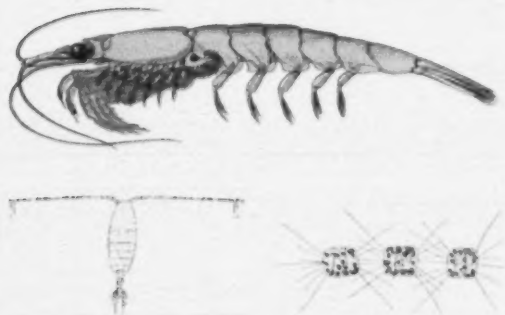

Figure 1. Taxons clés du réseau trophique pélagique : euphausiacés (dans le haut), phytoplancton (dans le coin inférieur droit) et copépodes (dans le coin inférieur gauche). Images : Pêches et Océans Canada

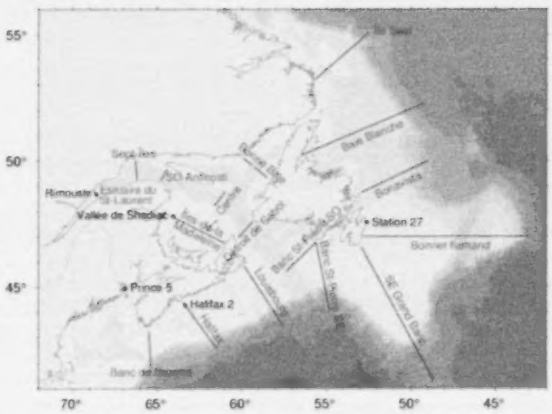

Figure 2. Stations d'échantillonnage à haute fréquence et lignes de sections sélectionnées du Programme de monitorage de la zone atlantique.

Contexte :

Mis en œuvre en 1998, le Programme de monitorage de la zone atlantique (PMZA) vise à accroître la capacité de Pêches et Océans Canada à comprendre, à décrire et à prévoir l'état de l'écosystème marin, de même qu'à quantifier les changements observés quant aux propriétés physiques, chimiques et biologiques de l'océan.

Une description des profils saisonniers de la répartition du phytoplancton (végétaux microscopiques) et du zooplancton (animaux microscopiques) fournit des renseignements importants sur les organismes qui constituent la base du réseau trophique marin. Or, pour appliquer une approche écosystémique à l'égard de l'évaluation des stocks et de la gestion des ressources marines, il est essentiel de comprendre les cycles de production du plancton et leur variabilité interannuelle.

SOMMAIRE

- Les problèmes mécaniques des navires et l'annulation et les retards des campagnes ont entraîné d'importantes lacunes dans l'évaluation des conditions océanographiques dans la zone atlantique en 2017. Les lacunes dans les données entraînent de grandes diminutions dans l'exactitude et la précision des séries observationnelles et peuvent limiter notre capacité à détecter les changements dans les conditions environnementales dans l'avenir.
- Les températures de la surface de la mer ont été supérieures à la normale en hiver sur le Plateau néo-écossais et la baie de Fundy, y compris un record (depuis 1985) sur le centre du Plateau néo-écossais (4W) en février. Les températures ont également été supérieures à la normale au large de la Nouvelle-Écosse en automne, y compris des records de série en octobre et en novembre sur l'est du Plateau néo-écossais (4X SS), en octobre et décembre dans l'est du golfe du Maine et la baie de Fundy et en novembre au centre du Plateau néo-

Canada

écossais (4W). Les températures étaient généralement inférieures à la normale sur les Grands Bancs du Sud-Est (3N) pendant les mois sans glace, y compris un record en juin.

- L'étendue moyenne des glaces de mer en hiver était près de la normale sur le plateau de Terre-Neuve-et-Labrador, mais elle se classait au 6e rang le plus bas depuis le début des relevés en 1969 dans le golfe du Saint-Laurent. Une réapparition inhabituelle de glace très épaisse en provenance du Plateau du Labrador a touché le nord-est du golfe de la fin mai à la mi-juin.
- Les conditions de la couche intermédiaire froide de l'été variaient de plus froides que la normale dans les secteurs les plus septentrionaux (Île Seal et Baie Blanche) à supérieures à la normale dans la section du Bonnet flamand et sur le Plateau néo-écossais.
- Les températures sur le fond marin étaient normales ou supérieures à la normale dans toute la zone, y compris de très fortes anomalies sur le Plateau néo-écossais et dans les eaux plus profondes du nord du golfe du Saint-Laurent. Les températures au fond à la station de Rimouski sont demeurées élevées, mais ont diminué par rapport à un sommet record de la série observé en 2016.
- La stratification était élevée à toutes les stations d'échantillonnage à haute fréquence, sauf à Halifax 2. Dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent, cela a été attribué à la plus grande crue d'avril-mai enregistré (depuis 1948).
- Les inventaires de sels nutritifs en profondeur ont considérablement diminué en 2017, atteignant des creux record sur la majeure partie du Plateau néo-écossais. Les seules exceptions étaient le sud des Grands Bancs et le nord du golfe du Saint-Laurent où les inventaires étaient près de la normale. Les baisses ont été modestes dans la majeure partie du Plateau de Terre-Neuve, mais elles représentent la continuation des tendances récentes dans le golfe du Saint-Laurent et sur le Plateau néo-écossais.
- Les inventaires annuels de chlorophylle a étaient inférieurs à la normale sur les Grands Bancs, le détroit de Cabot et la partie est du Plateau néo-écossais, mais étaient normaux ou supérieurs à la normale dans le golfe du Saint-Laurent.
- Le début de la floraison printanière du phytoplancton a été retardé sur le Plateau de Terre-Neuve et normal ou précoce dans le golfe du Saint-Laurent et sur le Plateau néo-écossais; l'ampleur de la floraison était généralement inférieure à la normale, à l'exception du nord-ouest du golfe du Saint-Laurent qui était bien au-dessus de la normale; la durée de la floraison était très variable, avec de longues durées sur le Plateau de Terre-Neuve, dans le nord-ouest du golfe du Saint-Laurent, sur le Banc Western et le centre du Plateau néo-écossais, et près de la moyenne dans le reste de la zone.
- Les changements dans la communauté de zooplancton observé au cours des années récentes, caractérisée par une plus faible abondance du copépode *Calanus finmarchicus* riche en énergie, une plus grande abondance de petits copépodes et de non-copépodes, ont persisté en 2017 bien que l'intensité ait diminué par rapport à 2016. L'abondance de *Calanus finmarchicus* a augmenté sur la partie sud des Grands Bancs et dans l'est du golfe du Saint-Laurent alors qu'il y avait des baisses dans l'abondance de *Pseudocalanus* sp. et des non-copépodes dans une grande partie de la zone.
- La biomasse du zooplancton était inférieure à la normale dans l'ensemble de la zone, à l'exception de la ligne d'Halifax. Les plus fortes anomalies négatives ont été observées sur le Plateau de Terre-Neuve et dans le golfe du Saint-Laurent.

- Un fort mélange vertical a eu lieu dans la mer du Labrador à l'hiver 2017, dépassant 1500 m de profondeur, et représente la cinquième année d'intensification progressive et d'approfondissement du mélange et de production d'eau de mer du Labrador (LSW) depuis 2012. Les couches supérieures, 0-200 m, et plus profondes, 200-2000 m, se sont refroidies depuis 2010, mais la LSW formée à l'hiver 2017 est la plus dense depuis le milieu des années 1990. Le courant du Labrador a été fort en 2016 et en 2017 par rapport aux quatre années précédentes alors qu'il était dans son état quasi normal. À la suite de l'annulation du relevé de recherche du printemps, il n'a pas été possible de mettre à jour le taux de diminution du pH ni d'évaluer l'état de la population de *Calanus finmarchicus*, le mésozooplancton dominant dans la mer du Labrador, en 2017.

INTRODUCTION

Mis en œuvre en 1998 (Therriault et al.1998), le PMZA vise à accroître la capacité de Pêches et Océans Canada à comprendre, à décrire et à prévoir l'état de l'écosystème marin, de même qu'à quantifier les changements observés quant aux propriétés physiques, chimiques et biologiques de l'océan. L'un des éléments essentiels du PMZA est l'évaluation annuelle des propriétés océanographiques physiques ainsi que de la répartition et de la variabilité des concentrations des sels nutritifs, du phytoplancton et du zooplancton.

Une description de la répartition spatio-temporelle des sels nutritifs dissous dans l'eau de mer (nitrates, silicates, phosphates) et de la concentration d'oxygène fournit des renseignements importants sur les mouvements des masses d'eau ainsi que sur la période et l'ampleur des cycles de production biologique, et sur les lieux où ils se manifestent. Une description de la répartition du phytoplancton et du zooplancton apporte quant à elle des renseignements importants sur les organismes qui forment la base du réseau trophique marin. Il est essentiel de comprendre les cycles de production du plancton pour appliquer une approche écosystémique à l'égard de l'évaluation des stocks et de la gestion des pêches.

L'information sur l'état de l'écosystème marin fournie par le PMZA est dérivée de données recueillies à partir d'un réseau de points d'échantillonnage (stations d'échantillonnage à haute fréquence, transects traversant le plateau continental, stations faites lors de relevés écosystémiques) dans chaque région (Québec, Maritimes, Golfe, Terre-Neuve-et-Labrador), qui sont échantillonnés à une fréquence allant d'à toutes les semaines jusqu'à une fois l'an (figure 1). Les paramètres échantillonnés visent à fournir des renseignements de base sur la variabilité naturelle des propriétés physiques, chimiques et biologiques du Plateau continental de l'Atlantique Nord-Ouest. Les relevés au chalut (écosystémiques) et l'échantillonnage sur des transects du Plateau continental donnent des renseignements géographiques régionaux détaillés, dont la portée saisonnière est toutefois limitée. Des stations visitées régulièrement et qui sont placées dans des points stratégiques servent à compléter l'échantillonnage à grande échelle, en donnant des renseignements plus détaillés sur les changements temporels (saisonniers) observés quant aux propriétés de l'écosystème pélagique. Depuis 2015, l'évaluation annuelle des conditions océanographiques de la zone Atlantique inclue les observations de la Mer du Labrador fournies par le Programme de monitorage hors du plateau de la zone atlantique (PMZAO).

Les conditions environnementales sont généralement exprimées comme des anomalies, à savoir, les écarts de leur moyenne à long terme. Les conditions moyennes ou normales à long terme sont calculées lorsque possible pour la période de référence de 1981-2010 pour les paramètres physiques, et pour 1999-2015 pour les paramètres biochimiques. En outre, parce que ces séries ont différentes unités (°C, km^3, km^2, etc.), chaque série temporelle d'anomalies est normalisée en divisant par l'écart-type, qui est également calculé en utilisant les données de

la période de référence, si possible. Cela permet une comparaison plus directe des différentes séries. Les données manquantes sont représentées par les cellules grises, les valeurs au sein de ± 0,5 écart-type de la moyenne pour les données physiques et ± 1/3 écart-type de la moyenne pour les données biochimiques sont considérées comme près de la normale et illustrées avec des cellules blanches, et les conditions correspondant à plus chaudes que la normale (des températures plus élevées, la réduction des volumes de glace ou des superficies et volumes d'eau froide) par des cellules rouges, avec des rouges plus intenses pour des conditions de plus en plus chaudes ou des inventaires plus élevés que la normale pour les variables biogéochimiques. De même, le bleu représente des conditions plus froides que la normale ou des inventaires plus bas que la normale pour les variables biogéochimiques. Des conditions supérieures à la normale en apports d'eau douce, de salinité ou de stratification sont illustrées en rouge, mais ne correspondent pas nécessairement à des conditions plus chaudes que la normale.

ÉVALUATION

Conditions océanographiques physiques dans la zone atlantique en 2017

Voici un résumé des conditions océanographiques physiques observées au cours de l'année 2017 en ce qui concerne les eaux océaniques de l'est du Canada (figures 2 et 3), telles que détaillées dans trois rapports rédigés dans le cadre du PMZA (p. ex. Colbourne et al. 2017, Galbraith et al. 2017 et Hebert et al. 2017 pour les conditions en 2016).

L'oscillation nord-atlantique

L'indice d'oscillation nord-atlantique (ONA) - calculé comme l'anomalie de différence de pression au niveau de la mer entre la haute pression sous-équatoriale et la basse pression subpolaire de l'océan Atlantique - quantifie le forçage atmosphérique hivernal dominant sur l'océan Atlantique Nord. Il affecte les vents, la température de l'air, les précipitations et les propriétés hydrographiques sur le littoral de l'est du Canada, directement ou par advection. Les forts vents du nord-ouest, les températures froides de l'air et de la mer et les forts couverts de glace dans la mer du Labrador sont généralement associés à un indice NAO positif élevé, avec des effets opposés négatifs (Colbourne et al., 2017). En 2017, l'indice NAO d'hiver était près de la normale à + 0,3 écart-type, diminuant pour une deuxième année par rapport à la plus grande valeur du record de 120 ans (+ 2,0 écarts-types) observé en 2015.

Cycle annuel de température

La température varie verticalement à travers les saisons dans la zone atlantique (figure 4). La structure de la température d'été (T) dans la zone atlantique se compose de trois couches distinctes: la couche de surface chaude estivale, la couche intermédiaire froide (CIF) et la couche d'eau plus profonde. Pendant l'automne et l'hiver, la couche de surface s'approfondit et se refroidit principalement à cause du mélange du vent avant la formation de la glace, mais aussi en partie à cause du refroidissement, du ruissellement réduit et du rejet de sel. La couche hivernale de surface s'étend jusqu'à une profondeur moyenne d'environ 50 m sur le plateau néo-écossais, 75 m dans le golfe du Saint-Laurent (GSL) en mars et peut s'étendre jusqu'au fond (> 150 m) sur les plateaux du Labrador et de Terre-Neuve. La température de la couche mélangée hivernale s'approche du point de congélation dans les deux dernières régions. Au printemps, le réchauffement de surface, les eaux de fonte des glaces et les eaux de ruissellement continentales conduisent à une salinité plus faible et à une température plus élevée, en dessous desquelles les eaux froides de l'hiver précédent sont partiellement isolées de l'atmosphère. Cette couche persiste jusqu'à l'hiver suivant, se réchauffant et

s'approfondissant progressivement durant l'été. La CIF est, pour la plupart, formée localement en hiver dans des zones séparées autour de la zone. Par exemple, le minimum de température de la couche mélangée hivernale se produit à peu près au même moment en mars, tant sur le plateau néo-écossais que dans le GSL, atteignant des températures minimales différentes; une indication de formation locale plutôt que de l'advection d'une région à l'autre. Cependant, un transport a lieu plus tard dans l'année, du plateau du Labrador au golfe et au plateau de Terre-Neuve et du golfe vers l'estuaire du Saint-Laurent et vers le Plateau néo-écossais. Le minimum de température dans les parties sud du plateau de Terre-Neuve (p. ex., à la station 27) peut se produire bien après l'hiver; par exemple, en 2016, il a été observé au début août (Colborne et al 2017). Les eaux profondes sont définies ici comme étant celles situées au-dessous de la CIF qui n'ont que de faibles cycles saisonniers.

Températures de surface de la mer

Moyennée sur des périodes sans glace aussi courte que de juin à novembre sur le Plateau du Labrador jusqu'à l'ensemble de l'année sur le Plateau néo-écossais, la température de la surface de la mer est bien corrélée avec la température moyenne de l'air. Par conséquent, la tendance au réchauffement observée dans la température de l'air depuis les années 1870, soit environ 1 °C par siècle, devrait également s'être produite dans les eaux de surface du Canada atlantique. Le Plateau néo-écossais, le banc Saint-Pierre et le Grand Banc du sud-est ont tous connu leur période sans glace la plus chaude des données satellitaires (depuis 1985 dans l'ensemble de données présenté ici) en 2012, tandis que l'estuaire du Saint-Laurent l'a eu en 2016.

En 2017, les températures hivernales à la surface de la mer étaient supérieures à la normale du Plateau néo-écossais à la baie de Fundy, y compris un record (depuis 1985) de 3,0 °C (+1,3°C; + 2,2 écarts-types) sur le Plateau néo-écossais central (4W) en février (figures 5 à 7). Les températures ont également été nettement supérieures à la normale au large de la Nouvelle-Écosse à l'automne, incluant des records en octobre (16,2 °C; + 2,8 °C; + 3,1 écarts-types) et novembre (12,6 °C; + 3,1 °C; + 4,8 écarts-types) sur l'est du Plateau néo-écossais (4X SS), en octobre (13,7 °C; + 1,9 °C; + 2,5 écarts-types) et en décembre (8,8 °C; + 1,9 °C; + 2,4 écarts-types) dans l'est du golfe du Maine et la baie de Fundy et en novembre (11,6 °C; + 2,1 °C; + 3,1 écarts-types) sur le Plateau néo-écossais central (4W). Les températures étaient généralement inférieures à la normale sur les Grands Bancs du sud-est (3N) pendant les mois sans glace, y compris un record minimum en juin (3,8 °C; - 3,1 °C;- 2,0 écarts-types).

Couche Intermédiaire Froide

Pour le Plateau de Terre-Neuve-et-Labrador, les indices de la CIF montrés ici (figure 8) sont les sections transversales des eaux avec T < 0 °C en été le long des sections du PMZA Île Seal, White Bay, Bonavista et Bonnet flamand. Pour le golfe, le volume d'eau ayant T <1 °C observé en août-septembre est utilisé ainsi qu'un indice défini comme la moyenne des températures minimales de la CIF observées entre le 1er mai et le 30 septembre de chaque année, ajustée au 15 juillet avec un taux de réchauffement dépendant de la région (Galbraith et al., 2017). Puisque la CIF atteint le fond du Plateau madelinien dans le sud du golfe, la superficie du fond occupée par des eaux plus froides que 1 °C lors du relevé de septembre est aussi utilisée comme indice de la CIF (Galbraith et al. 2017). Sur le Plateau néo-écossais, le volume d'eau ayant T < 4 °C en juillet est utilisé (des données limitées avant 1990 sont compensées par l'utilisation d'une moyenne mobile de cinq ans pour obtenir une couverture temporelle étendue, mais cela entraîne une perte de la variabilité à haute fréquence de cette partie de la série

temporelle) (Hebert et al., 2016). Les indices de la CIF rapportés ici sont pris à peu près au même moment dans leurs cycles annuels respectifs, mais pas simultanément entre eux.

La période 2012-16 a été marquée par des records minimums en 2012 tant pour les volumes de la CIF du golfe du Saint-Laurent que du Plateau néo-écossais, ce qui représente des conditions chaudes records. Bien que les conditions aient été plus chaudes que la normale dans les transects de Terre-Neuve-et-Labrador en 2013, elles ont été suivies de conditions presque normales de 2014 à 2017. Cependant, les conditions de la CIF sont depuis demeurées généralement plus chaudes que la normale dans le golfe et sur le Plateau néo-écossais.

D'une manière cohérente avec la couverture de glace de mer hivernale, les conditions de la CIF en été 2017 étaient près de la normale sur le Plateau de Terre-Neuve-et-Labrador, sauf pour des conditions plus froides que la normale sur les Grands Bancs (3LNO) à l'automne. Elles étaient de normal à plus chaud que la normale dans le golfe du Saint-Laurent (jusqu'à + 0,6 É.T.) et sur le Plateau néo-écossais (de + 0,8 É.T.). Ainsi, un gradient nord-sud a été observé à nouveau dans les conditions de la CIF en 2017, pour la quatrième année consécutive.

Glace de mer

Comme la CIF et le couvert de glace de mer sont tous deux formés en hiver, il n'est pas surprenant que les indices pour les deux soient bien corrélés entre eux et avec la température de l'air en hiver. Sur le Plateau de Terre-Neuve-et-Labrador, le volume moyen saisonnier de glace de mer est corrélé avec la superficie de la CIF le long de la section Bonavista (1981-2017, $R^2 = 0,58$) et avec la température de décembre à mars à Cartwright (1981 2017, $R^2 = 0,59$). Dans le golfe du Saint-Laurent, la corrélation entre la température de l'air de décembre à mars moyennée sur plusieurs stations météorologiques et le volume maximal annuel de glace atteint $R^2 = 0,72$ (1969-2017). La température de l'air est également bien corrélée à la superficie et à la durée du couvert de glace de mer ($R^2 = 0,77$-$0,78$). La sensibilité du couvert de glace du golfe du Saint-Laurent aux changements climatiques peut par conséquent être estimée en utilisant les changements de température de l'air et de glace de mer qui indiquent des pertes de 17 km^3, de 31 000 km^2 et de 14 jours pour chaque augmentation de 1 °C de la température de l'air en hiver (Galbraith et al., 2017).

Au cours de la dernière décennie, les volumes de glace sur le Plateau de Terre-Neuve-et-Labrador, le golfe du Saint-Laurent et le Plateau néo-écossais ont généralement été inférieurs à la normale et ont atteint un niveau record dans le golfe du Saint-Laurent en 2011 (figure 8). Au cours de la période de huit ans entre 2010 et 2017, le volume moyen de glace de mer du Golfe comptait 5 des 8 valeurs les plus basses de la série, et le Plateau de Terre-Neuve-et-Labrador comptait 3 des 8 plus faibles. En 2017, le volume moyen saisonnier de glace de mer était près de la normale sur le Plateau de Terre-Neuve-et-Labrador, mais il était au 6e rang depuis 1969 dans le golfe du Saint-Laurent, avec très peu de glace de mer exportée sur le Plateau néo-écossais. Cependant, une réapparition inhabituelle de la glace très épaisse en provenance du Plateau du Labrador a touché le nord-est du golfe de la fin mai à la mi-juin.

Températures des eaux profondes et sur le fond

Les changements interdécennaux de température, de salinité et d'oxygène dissous dans les eaux profondes du golfe, du plateau néo-écossais et du golfe du Maine sont liés à la proportion variable de leurs sources d'eau: les eaux du courant du Labrador qui sont froides, de faible salinité et riches en oxygène dissous, et les eaux du Talus qui sont plus chaudes, plus salées et moins riches en oxygène dissous. La couche d'eau sous 150 m de profondeur du golfe, situé sous la CVF, provient de l'entrée du chenal Laurentien et circule vers les têtes des chenaux

Laurentien, Anticosti et Esquiman en environ trois à quatre ans, avec un échange limité avec les eaux moins profondes. Les parties les plus profondes du Plateau néo-écossais et du golfe du Maine sont également reliées au Talus par des canaux profonds. Les variations du transport océanique vers l'ouest des eaux de la région de Terre-Neuve ont un effet important sur les masses d'eau des bassins profonds du Plateau néo-écossais, avec une augmentation du transport dans le col flamand associée à des températures et salinités sous la normale sur le plateau néo-écossais et dans le golfe du Maine. Les bassins profonds tels que le bassin Emerald subissent une très grande variabilité interannuelle et interdécennale de la température de l'eau sur le fond associée à des événements de renouvellement profond. Des changements plus réguliers associés à la circulation sont observés dans la température de l'eau sur le fond dans le centre et l'est du plateau néo-écossais (régions 4W et 4Vs de l'OPANO, respectivement). La bathymétrie dans ces zones est répartie de manière assez uniforme entre 30 m et 170 m, avec 4Vs qui comprends des profondeurs atteignant 400-450 m de profondeur dans le chenal Laurentien. Ces deux zones sont donc affectées par les eaux de la CIF ainsi que par les eaux plus profondes.

En 2017, les températures sur le fond dans la zone atlantique étaient inférieures à la normale, lorsqu'associées à des profondeurs de la couche intermédiaire froide comme sur le Plateau de Terre-Neuve-et-Labrador et le Plateau madelinien, et supérieures à la normale pour les eaux plus profondes, incluant un record centenaire dans le golfe à 300 m (figure 8). Ceci a débuté comme une anomalie chaude observée pour la première fois dans le détroit de Cabot en 2010 et qui s'est propagée vers la tête des chenaux, soutenue par de nouveaux apports d'eau chaude détectés en 2012 et 2014-16. Ainsi, la température moyenne des eaux profondes du Golfe devrait continuer à augmenter au cours des deux prochaines années, la circulation estuarienne entraînant ces anomalies vers l'intérieur. La superficie sur le fond couverte de températures > 6 °C a atteint un record depuis au moins le milieu des années 1980 dans le centre du golfe et dans le nord-ouest du golfe. Dans d'autres régions de la zone, la température sur le fond est demeurée élevée dans 4V (4,6 °C; + 1,9 écart-type), 4W (7,2 °C; + 1,1 écart-type) et 4X (8,8 °C, + 2,2 écarts-types) en juillet, avec un record de température observé dans le bassin Georges (9,82 °C; + 1,6 °C, + 2,9 écarts-types). Cependant, des températures sur le fond plus froides que la normale ont été observées dans la région sud-ouest du sud du golfe en 2016 et en 2017.

Ruissellement et stratification

Le ruissellement d'eau douce dans le golfe du Saint-Laurent, particulièrement dans l'estuaire du Saint-Laurent, influe fortement sur la circulation, la salinité et la stratification (et donc les températures de la couche de surface) dans le golfe et sur le Plateau néo-écossais. La variabilité interannuelle de la stratification saisonnière (mai-octobre, 0-50 m) à la station Rimouski dans l'estuaire est fortement corrélée au ruissellement saisonnier moyen du fleuve Saint-Laurent (1991-2017; R^2 = 0,71,figure 9). Le ruissellement annuel moyen de 2017 était le plus élevé depuis 1974 (19 200 m^3s^{-1}; + 2,1 écarts-types, figure 8) alors que le ruissellement moyen d'avril-mai était à un niveau record (+ 3,6 écarts-types, depuis 1948). La stratification sur le Plateau néo-écossais a augmenté en 2016 après plusieurs années d'affaiblissement, augmentant en raison des eaux de surface, plus chaudes et moins salées. Depuis 1948, il y a eu une augmentation de la stratification moyenne sur le Plateau néo-écossais, entraînant une variation de la différence de densité entre 0 et 50 m de 0,36 kg m^{-3} sur 50 ans (figure 9). Ce changement dans la stratification moyenne est dû principalement à une diminution de la densité de surface (76% du changement de différence de densité totale), composé de manière égale de réchauffement et de baisse de la salinité. Le débit moyen du fleuve Saint-Laurent d'avril à mai, soit la plus grande partie de la crue printanière, était le plus élevé de la série chronologique

(+3,6 É.T., depuis 1948). La stratification était par conséquent au-dessus de la normale à la station de Rimouski, mais pourtant atteindre un niveau record (figure 9).

Conditions aux stations d'échantillonnage à haute fréquence

La température moyenne saisonnière de 0 à 50 m a été normale ou supérieure à la normale à toutes les stations du PMZA depuis 2010, sauf à Vallée de Shediac en 2017 où elle était inférieure à la normale (figure 10). La stratification était élevée dans tous les sites à haute fréquence sauf à Halifax 2, y compris la quatrième valeur la plus élevée de la série temporelle à Prince 5 (+ 2,7 écarts-types, séries chronologiques commençant en 1924). Dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent (+1,4 écart-type à la station Rimouski et + 1,6 écart-type à vallée de Shediac), ceci a été attribué à la plus grande crue d'avril-mai enregistré (depuis 1948). La stratification mensuelle était la deuxième plus élevée de sa série temporelle à la station Rimouski en mai et la plus élevée à vallée de Shediac en juin. À la station Rimouski, les 3 dernières années de la période 2015 à 2017 présentaient les 3 moyennes saisonnières de température sur le fond les plus chaudes de la série chronologique.

Indice de transport du courant du Labrador

L'indice de transport annuel moyen du courant du Labrador montre que le transport sur le talus du Labrador et du nord-est de Terre-Neuve est généralement en opposition de phase par rapport à celui du talus néo-écossais (figure 8). Le transport était le plus fort au début des années 1990 et le plus faible au milieu des années 2000 sur le talus du Labrador et du nord-est de Terre-Neuve, et le contraire sur le talus néo-écossais. L'indice de transport du courant du Labrador était positivement et négativement corrélé avec l'indice hivernal de la NAO sur le talus du Labrador et du nord-est de Terre-Neuve et sur le talus néo-écossais, respectivement. En 2017, le transport moyen annuel était supérieur à la normale sur le talus du Labrador et du nord-est de Terre-Neuve (+ 1,2 écart-type) et inférieur à la normale (- 0,9 écart-type) sur le talus néo-écossais.

Sommaire

Les eaux océaniques de surface de la zone atlantique pendant les mois sans glace ont plus ou moins suivi les tendances de réchauffement dues au changement climatique observées dans l'atmosphère. Les hivers plus chauds ont également entraîné une diminution du couvert de glace de mer et une diminution des couches intermédiaires froides. La période de 2010 à 2017 a été caractérisée par des records minimums en 2012 pour les volumes de la CIF du golfe du Saint-Laurent et du Plateau néo-écossais, ce qui représente des conditions chaudes records. Au cours de la dernière décennie, les volumes de glace sur le Plateau de Terre-Neuve-et-Labrador, le golfe du Saint-Laurent et le Plateau néo-écossais ont généralement été inférieurs à la normale et ont atteint un niveau record minimum dans le golfe du Saint-Laurent en 2011.

Les températures des eaux profondes sur le Plateau néo-écossais et dans le golfe du Saint-Laurent sont grandement influencées par une proportion croissante de l'eau du Gulf Stream par rapport à l'eau du Labrador. Alors que le Plateau de Terre-Neuve-et-Labrador était caractérisé par des températures au-dessus de la normale au début de la période 2010-17 et des températures proches de la normale dans la dernière moitié, toutes les anomalies étaient supérieures à la normale sur le Plateau néo-écossais et dans le nord du golfe pendant cette période. Des records de série ont été enregistrés pendant cette période dans le Plateau central (4W) et l'ouest (4X) du Plateau néo-écossais, un record de 33 ans dans 3Ps ainsi qu'un record de 100 ans dans le nord du golfe du Saint-Laurent.

La figure 11 montre trois séries temporelles d'indices composites annuels construites comme la somme des anomalies montrées précédemment, représentant l'état des différentes

composantes du système, chaque contribution de série chronologique étant représentée par des barres empilées. Les composants décrivent les températures de surface et de fond de la mer, ainsi que la couche intermédiaire froide et le volume de glace de mer qui sont tous deux formés en hiver. Ces indices composites mesurent l'état global du système climatique avec des valeurs positives représentant des conditions chaudes et négatives représentant des conditions froides (par exemple, moins de glace de mer et les superficies et volumes moindres de la CIF sont traduits en anomalies positives). Les figures donnent également une idée du degré de cohérence entre les différentes mesures des conditions environnementales et les différentes régions de la zone. Les conditions en 2017 étaient en moyenne supérieures à la normale pour les températures de surface et de fond, et près de la normale pour les anomalies de la couche intermédiaire froide et de la glace de mer. Au total, 45 indices énumérés dans les figures 8 et 11 décrivent les conditions océaniques liées à la température dans la zone du PMZA (température de surface, glace, superficies, volumes et température minimale de la CIF, température sur le fond, température moyenne 0-50 m). Parmi eux, 8 étaient plus froids que la normale, 16 étaient dans les valeurs normales et 21 étaient au-dessus de la normale, indiquant une continuation, mais un affaiblissement des conditions océanographiques plus chaudes que la normale en 2017 dans une grande partie de la zone atlantique.

Environnement biogéochimique

Les niveaux trophiques inférieurs sont les composantes des réseaux trophiques marins qui transfèrent l'énergie solaire vers les animaux du niveau trophique supérieur comme les mollusques et crustacés (p. ex. crabes, homards, pétoncles et moules), les poissons (p. ex. Morue, hareng et flétan), les mammifères marins. (p. ex. les phoques et les baleines) et les oiseaux de mer. Les organismes du niveau trophique inférieur comprennent le phytoplancton et le zooplancton. Le phytoplancton sont des plantes microscopiques qui forme la base du réseau trophique aquatique et occupe une position similaire à celle des plantes terrestres sur le réseau trophique terrestre. Le zooplancton est formé d'une grande variété de petits animaux de 0,2 à 20 mm de longueur qui dérivent avec les courants océaniques. Il y a une grande variation dans la taille du phytoplancton, des grandes diatomées aux petits flagellés, chaque taxon remplissant une fonction écologique différente. Le phytoplancton est la principale source de nourriture du zooplancton, qui constitue le lien critique entre le phytoplancton et les organismes plus gros. Il existe de nombreux types d'animaux dans la communauté du zooplancton, tels que les copépodes, les filtreurs gélatineux et les prédateurs, ainsi que les stades larvaires éphémères des invertébrés benthiques. Comme pour le phytoplancton, il existe un grand éventail de tailles dans le zooplancton. Les petits stades et les petites espèces sont les proies principales des jeunes stades de poissons et les copépodes plus gros sont consommés principalement par les poissons juvéniles et adultes qui se nourrissent près de la surface.

La productivité des écosystèmes marins dépend de la photosynthèse, de la synthèse de la matière organique issue du dioxyde de carbone et des sels nutritifs dissous par le phytoplancton. La lumière fournit l'énergie nécessaire à la transformation des éléments inorganiques en matière organique. Le taux de croissance du phytoplancton dépend de la disponibilité de la lumière et des sels nutritifs sous forme d'azote (nitrates, nitrites et ammonium), de phosphore (phosphate) et de silice (silicate), ce dernier étant essentiel pour la production de diatomées. Au printemps, le phytoplancton subit une explosion en abondance connue sous le nom de floraison printanière. La floraison printanière se produit principalement dans les eaux proches de la surface. À l'automne, une floraison secondaire, moins intense que la floraison printanière, contribue également au fonctionnement de l'écosystème marin. Dans ce rapport, nous donnerons un compte rendu de la quantité de sels nutritifs disponibles pour le phytoplancton, l'abondance globale du phytoplancton et les caractéristiques importantes de la

prolifération printanière, ainsi que l'abondance des espèces de zooplancton d'après les données disponibles de 1999 à aujourd'hui.

Les indices des inventaires de nitrates, inventaires d'abondance de phytoplancton, caractéristiques de la floraison printanière du phytoplancton provenant des observations satellites, et abondance du zooplancton sur le Plateau de Terre-Neuve (Pépin et al., 2018), dans le golfe du Saint-Laurent (Devine et al. 2017) et sur le Plateau néo-écossais (Johnson et al., 2018) sont résumés en séries chronologiques (1999-2017) de valeurs annuelles sous forme matricielle dans les figures 12 et 15.

Les rapports précédents utilisaient la période de référence 1999-2010 pour les variables biogéochimiques. Compte tenu de l'état non stationnaire du système atlantique, l'extension de la climatologie aux dernières années modifie la moyenne par rapport à laquelle les observations sont comparées, ce qui peut modifier le signe ou l'ampleur des anomalies. Ainsi, les modèles d'anomalie ne seront pas compatibles avec les rapports antérieurs. Bien que cette question doive être gardée à l'esprit, l'avantage de la période de référence étendue est de fournir des descriptions plus pertinentes des conditions et tendances actuelles du système.

Bien que les séries chronologiques relativement courtes des variables biogéochimiques du programme tendent à mettre en évidence le degré élevé de variabilité interannuelle de l'information plutôt que les tendances à long terme apparentes pour l'environnement physique, il y a eu un changement distinct entre plusieurs variables au cours des dernières années. Il y a aussi un certain degré de synchronie dans les modèles de variation des variables biogéochimiques individuelles dans les régions adjacentes, et le signe des anomalies tend à persister pendant plusieurs années, bien que dans certains cas, il puisse y avoir une variabilité considérable entre les sites à l'intérieur d'une région.

Sels nutritifs

Dans les eaux du Plateau continental, le nitrate, la forme dominante d'azote, est généralement le nutriment limitant pour la croissance du phytoplancton. La quantité de nitrate contenue dans les eaux au-dessous de la couche de mélange de surface à des profondeurs de 50 à 150 m est appelée «inventaire des nitrates en eau profonde». Généralement, cet inventaire n'est pas grandement influencé par la croissance du phytoplancton, il fournit donc un bon indicateur des ressources qui peuvent être mélangées dans la colonne d'eau pendant l'hiver ou l'été et l'automne par l'upwelling et ainsi devenir disponibles pour la croissance du phytoplancton. Les inventaires de nitrates et l'abondance relative des autres sels nutritifs dépendent principalement des eaux de source qui constituent les eaux profondes des Plateaux continentaux, qui peuvent varier d'une année à l'autre. Les inventaires des nitrates en eau profonde (50-150 m) étaient inférieurs à la normale dans une grande partie de la zone atlantique en 2017 (figure 12). Des réductions importantes des inventaires ont été observées dans l'ensemble du Plateau néo-écossais, les niveaux atteignant 3 écarts-types moins que la normale. Les conditions ont été mixtes dans le golfe du Saint-Laurent avec des réductions allant jusqu'à 1,5 écart-type sur certaines sections, alors qu'elles étaient près de la normale dans d'autres sites. Les inventaires sur le Plateau de Terre-Neuve ont été principalement inférieurs à la normale, mais ont montré des signes de reprise par rapport aux creux record détectés en 2013 dans la majeure partie de cette région.

Phytoplancton

Les inventaires de chlorophylle dans la couche de surface (entre 0 et 100 m) représentent la biomasse du phytoplancton. Ils démontrent un degré élevé de variabilité d'une année à l'autre, y compris des valeurs exceptionnelles supérieures ou inférieures à la moyenne à long terme

(figure 12). Une partie de cette variation est due au programme d'échantillonnage qui est relativement fixe dans le temps dans toute la zone alors que le cycle de production peut varier annuellement en fonction des conditions environnementales. Les inventaires annuels de chlorophylle étaient inférieurs à la normale sur les Grands Bancs et l'est du plateau néo-écossais, contrairement aux anomalies positives dans tout le golfe du Saint-Laurent et près de la normale sur l'ouest du plateau néo-écossais. Des niveaux de biomasse exceptionnels ont été observés dans le sud du Golfe, avec des stocks supérieurs de 3 É.T. à la normale en 2017. Étant donné que le phytoplancton dépend de la disponibilité des sels nutritifs et de la longueur croissante des séries chronologiques respectives, les variations des stocks de sels nutritifs semblent démontrer des tendances semblables à ceux de la biomasse du phytoplancton à l'échelle régionale. Bien que les inventaires de sels nutritifs fournissent un certain seuil pour limiter la dynamique de production saisonnière dans la zone, d'autres facteurs influencent probablement les dynamiques locaux sels nutritifs-phytoplancton et que l'équilibre de ces facteurs est susceptible de différer à l'échelle spatiale du golfe de Maine jusqu'au sud du Labrador, qui comprend des environnements estuariens à océaniques.

L'ampleur de la floraison printanière dépend en partie de la quantité de sels nutritifs qui sont mélangés dans les eaux de surface au cours de l'hiver. Les caractéristiques de la floraison (amplitude, ampleur, période et durée) fournissent des informations importantes sur les variations régionales de la productivité des écosystèmes et sont liées à la productivité des organismes qui dépendent des niveaux trophiques inférieurs. Les caractéristiques de la floraison printanière du phytoplancton (c.-à-d. temps d'apparition, amplitude et durée intégrées) sont dérivées des observations composites hebdomadaires de la concentration de chlorophylle *a*, un indice couramment utilisé de la biomasse du phytoplancton, à la surface de l'océan (Sea-Viewing Wide Field-of-View Sensor [SeaWiFS] 1998-2007; Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer [MODIS] 2008-2011); Visual Infrared Imaging Radiometer Suite [VIIRS] (2012-present) (figure 13). Le début de la floraison printanière du phytoplancton a été retardé sur le Plateau de Terre-Neuve et plus tôt que la normale dans le golfe du Saint-Laurent et variable sur le Plateau néo-écossais. L'ampleur de la floraison était généralement inférieure à la normale, sauf dans le nord-ouest du golfe du Saint-Laurent où une valeur record a été observée. La durée de la floraison était variable, sans motif spatial cohérent. La durée de la floraison était très variable, avec de longues floraisons sur le Plateau continental de Terre-Neuve, le nord-ouest du golfe du Saint-Laurent, Western Bank, la partie centrale du Plateau néo-écossais, et près de la moyenne dans le reste de la zone.

Zooplancton

La structure de la communauté de zooplancton est fortement influencée par la profondeur, la température et la saison, et la complexité de la communauté diffère considérablement entre les trois biorégions de l'Atlantique Nord-Ouest. Malgré sa complexité et sa diversité dans différentes parties de la région, quatre indices d'abondance fournissent de bons indicateurs de l'état de la communauté zooplanctonique. Les indices d'abondance du zooplancton démontrent un haut degré de cohérence à grande échelle spatiale dans leur signal à travers différentes parties de la zone Atlantique. Deux taxons de copépodes servent à représenter différents groupes ayant des cycles de vie similaires: *Calanus finmarchicus* et *Pseudocalanus* spp. *Calanus finmarchicus* est un grand copépode omniprésent qui développe de grandes réserves d'énergie à des stades de développement ultérieurs et est donc une source riche de nourriture pour les poissons pélagiques et une espèce dominante par la biomasse dans une grande partie de la région. *Pseudocalanus* spp sont de petits copépodes répandus dans toute la région Atlantique qui ont des réserves énergétiques beaucoup plus faibles que celles de *C. finmarchicus*, mais leurs caractéristiques biologiques sont généralement représentatives de

petits taxons de la communauté des copépodes. Les autres indices fournissent des informations sur l'abondance totale des copépodes et des taxons non-copépodes, et sur la biomasse (poids sec) du zooplancton dans la fraction des tailles de 0.2 à 10 mm qui est généralement dominée par les copépodes.

Les changements dans la structure de la communauté du zooplancton observé ces dernières années, caractérisé par une plus faible abondance du copépode *C. finmarchicus* riche en énergie, une plus grande abondance de petits copépodes d'eau chaude et une plus grande abondance de non-copépodes, a persisté en 2017 bien que l'intensité ait diminué par rapport à 2016 (figure 14). L'abondance de *C. finmarchicus* était inférieure à la moyenne, avec des abondances record à la station de Rimouski et à la section de Browns Bank. Cependant, des abondances supérieures à la moyenne ont également été observées sur la portion sud des Grands Bancs, dans l'est du golfe du Saint-Laurent et dans la section d'Halifax. En 2017, l'abondance de *Pseudocalanus* spp. a diminué à près de la moyenne dans toute la zone, avec de fortes différences spatiales entre le plateau de Terre-Neuve et Labrador, où elles étaient plus abondantes que la moyenne, y compris des sommets records dans le sud des Grands Bancs et dans l'est du golfe, alors qu'ailleurs ils étaient principalement moins abondants que la moyenne. L'abondance totale de copépodes était près de la moyenne, et les non-copépodes, qui sont principalement des stades larvaires d'invertébrés benthiques, des groupes carnivores qui se nourrissent d'autres zooplancton et des mangeurs de petites particules, étaient supérieurs à la moyenne. Cependant, les deux groupes présentaient des différences régionales dans les profils d'anomalies, avec des abondances supérieures à la moyenne sur le plateau de Terre-Neuve-et-Labrador et dans l'est du golfe du Saint-Laurent et dans la portion centre-est du plateau néo-écossais. Il y a eu des abondances record de copépodes dans le sud des Grands Bancs et dans l'est du golfe du Saint-Laurent, et un creux record dans la vallée de Shediac, et que des abondances record de non-copépodes ont été observées dans les sections Bonavista et Browns.

La biomasse du zooplancton a également été inférieure à la moyenne depuis 2015, particulièrement sur le Plateau de Terre-Neuve-et-Labrador et dans le golfe du Saint-Laurent, où six valeurs record ont été observées durant la période 2015-17 (figure 15). Dans l'ensemble, les changements récents dans la structure des communautés de zooplancton indiquent que des changements importants dans le flux d'énergie entre les niveaux trophiques inférieurs de l'écosystème marin dans les eaux canadiennes ont lieu, mais les conséquences pour les niveaux trophiques supérieurs nécessiteront des recherches plus poussées.

En résumé, il semble qu'il y ait eu des changements importants dans la productivité des niveaux trophiques inférieurs au cours des dernières années. Le déclin général des stocks de sels nutritifs et de chlorophylle *a* peuvent indiquer un potentiel de production inférieur à celui de la décennie précédente et le déplacement de la structure de la communauté zooplanctonique de copépodes riches en lipides vers des taxons plus petits peut avoir des conséquences sur l'efficacité de transfert entre le phytoplancton et les niveaux trophiques supérieurs.

Environnement de la mer du Labrador

Le Programme de monitorage hors du Plateau de la zone atlantique fournit des observations de la variabilité du climat océanique et le plancton affectant le climat et les écosystèmes de l'Atlantique canadien et le système climatique mondial. Cette année a posé un défi, car il n'a pas été possible de mener notre campagne régulière dans la mer du Labrador, qui a lieu chaque année depuis 1990. Heureusement, le réseau de dériveurs Argo a joué un rôle déterminant dans la surveillance de la variabilité annuelle. Cependant, le nombre de dériveurs

qui étaient dans la mer du Labrador en 2017 est demeuré était marginalement adéquate pour résoudre la variabilité infra-mensuelle.

Dans la mer du Labrador, les pertes de chaleur en surface en hiver entraînent la formation d'eaux denses, qui entraînent la circulation de l'océan dans le monde et la ventilation des couches profondes. Au cours de l'hiver 2016-17, comme l'hiver précédent, les latitudes mi-élevées de l'Atlantique Nord ont connu une perte de chaleur cumulative (océan-atmosphère) plus modérée que durant l'hiver 2014-15. Dans le contexte de la variabilité à plus long terme, cette dernière était associée à la perte de chaleur superficielle la plus élevée en plus de deux décennies. Malgré des pertes de chaleur plus faibles au cours des deux hivers suivants, le préconditionnement de la colonne d'eau causé par le mélange par convection au cours des années précédentes a néanmoins produit le plus important volume et profondeur d'eau de mer du Labrador (LSW) depuis 1994. Comme en 2016, les profils de température et de salinité obtenus par les dériveurs Argo montrent que la couche mélangée hivernale et donc la convection dans la mer du Labrador centrale ont atteint 2000 m en 2017, dépassant les profondeurs de couche mixte de 1600 et 1700 m en 2014 et 2015 respectivement (figure 16). C'est pourquoi la convection profonde des années précédentes a abouti à une sorte de préconditionnement qui a favorisé la convection profonde en 2017. Un réservoir rempli de ce LSW nouvellement ventilé, froid et assez frais est évident sur la figure 16. Les eaux LSW formées en 2017 ont des températures et des salinités basses (<3.3 °C, <34.86) entre 1000 et 1700 m. La convection hivernale en 2015-16 et celle qui l'a suivie l'année dernière (2016-17) sont sans doute les plus profondes depuis la pénétration record du refroidissement de 2400 m observée en 1994, et la classe d'âge LSW qui en résulte est l'une des plus grandes jamais observé en dehors du début des années 1990.

Le refroidissement progressif des 2,000 premiers mètres et le mélange intense et intense de l'hiver durant les quatre hivers consécutifs de 2013-14, 2014-15, 2015-16 et 2016-17 ont interrompu la tendance générale au réchauffement et à la stratification qui a persisté dans les eaux intermédiaires de la mer du Labrador depuis le milieu des années 1990 (figure 17).

La variabilité interannuelle de la chaleur de la mer du Labrador et de la perte cumulative de chaleur en surface pendant les saisons de refroidissement indiquent que le refroidissement atmosphérique hivernal anormalement fort associé à l'oscillation nord-atlantique continue d'entraîner la convection répétitive (figure 17). À son tour, la convection profonde répétitive contribue à la variabilité à l'échelle décennale des propriétés des eaux profondes et du transport à travers et depuis l'Atlantique Nord subpolaire (par la limite ouest et les voies intérieures de l'océan) et potentiellement dans la circulation méridienne atlantique.

Les deux couches supérieures, 0-200 m et plus profonde, 200-2000 m, se sont refroidies depuis 2010. Cependant, la tendance de rafraîchissement observée dans le LSW nouvellement formé ou nouvellement ventilé entre 2011 et 2016 était inversée en 2016, rendant le LSW formé à l'hiver 2017 le plus dense depuis le milieu des années 1990.

La forte convection hivernale en 2016-17 a ajouté à l'augmentation des absorptions de gaz (oxygène dissous, gaz anthropiques et dioxyde de carbone) et, par conséquent, des concentrations respectives de gaz dans la mer du Labrador dans la partie inférieure de la couche 0-2000 m, mais cela n'a pas pu être confirmé par des mesures directes.

En raison de l'annulation du relevé de recherche printanier, nous n'avons pas été en mesure de mettre à jour le taux de déclin du pH, précédemment rapporté comme un taux moyen de -0.002 an ^{1} entre 1994 à 2016. Il n'a non plus été possible d'évaluer l'état de *Calanus finmarchicus*, le mésozooplancton dominant dans la région ouest et centrale de la mer du Labrador, après les records minimum enregistrés en 2016. Une couverture nuageuse

inhabituellement intense au printemps a également empêché une évaluation des caractéristiques de la floraison printanière du phytoplancton dans une grande partie de la région. Cependant, l'apparition d'une floraison en automne de nouveau cette année semble indiquer que cette caractéristique devient plus la norme que l'exception.

Sources d'incertitude

Dans l'Atlantique nord-ouest, les patrons spatiaux et saisonniers des variables océanographiques physiques, chimiques et biologiques surveillées dans le cadre du PMZA sont demeurés relativement constants depuis le lancement du programme. Bien qu'il y ait des variations saisonnières relatives à la répartition des masses d'eau, des plantes et des animaux, ces variations affichent des patrons généralement prévisibles. Toutefois, il existe une incertitude considérable à l'égard des estimations de l'abondance générale du phytoplancton et du zooplancton. Cette incertitude est causée en partie par le cycle de vie des animaux, leur répartition éparse dans un espace donné et la portée limitée du programme de surveillance au sein de la région concernée.

Les variables océanographiques physiques (température, salinité) et chimiques (sels nutritifs, oxygène dissous) sont échantillonnées de façon adéquate puisqu'elles présentent des propriétés plutôt conservatrices qui sont peu susceptibles de montrer des changements précipités sur le plan spatial ou temporel. De plus, la mesure de ces variables est effectuée selon un bon degré de précision. La seule exception s'applique aux eaux superficielles, où les changements rapides survenant dans l'abondance du phytoplancton peuvent causer rapidement l'appauvrissement des sels nutritifs, surtout lors de la prolifération printanière.

La plus grande source d'incertitude découle de nos estimations relatives à l'abondance du phytoplancton en raison des difficultés liées à la description des variations de la date, de l'ampleur et de la durée de la prolifération printanière du phytoplancton d'une année à l'autre. Selon des échelles temporelles s'étendant de quelques jours à plusieurs semaines, l'abondance du phytoplancton peut changer rapidement. Puisque notre échantillonnage est limité dans son intervalle, est parfois interrompu en raison des intempéries atmosphériques, ou limité par la non-disponibilité des navires, ce qui se produit souvent au cours de l'échantillonnage à nos stations fixes en hiver, il est possible que le phytoplancton et d'autres variables importantes ne soient pas échantillonnés de façon adéquate. De plus, les variations relatives à la date de la floraison printanière du phytoplancton dans l'ensemble de la zone en relation avec les dates des relevés océanographiques effectués au printemps peuvent limiter notre capacité à déterminer, d'une année à l'autre, les variations liées à l'abondance maximale du phytoplancton. En revanche, nous sommes davantage en mesure de décrire, d'une année à l'autre, les variations relatives à l'abondance des espèces dominantes de zooplancton puisque leur cycle saisonnier se déroule selon des échelles temporelles s'étendant de quelques semaines à plusieurs mois en raison de la longue durée de génération relative au phytoplancton. Cependant, la répartition spatiale du zooplancton varie davantage. Bien que l'on arrive à évaluer correctement les variations interannuelles de l'abondance des groupes dominants tels les copépodes, on ne peut actuellement estimer avec confiance les variations de l'abondance d'espèces rares, éparses ou éphémères.

Dans plusieurs secteurs, l'occupation des lieux d'échantillonnage (sites fixes) à haute fréquence est particulièrement limitée durant l'hiver et au début du printemps, c'est pourquoi il nous arrive de ne pas être témoins d'événements majeurs au cours du cycle saisonnier (p. ex., le début de la prolifération printanière du phytoplancton). De plus, les réductions dans le calendrier de sortie des navires dans les régions ont également réduit le nombre d'observations complètes à certains sites.

CONCLUSION

Alors que le passage à des conditions océaniques plus chaudes a eu lieu avant la mise en œuvre du PMZA, la température de l'eau a encore augmenté au cours des dix dernières années, atteignant des valeurs records à l'été 2012. En 2017, elles étaient supérieures à la normale en automne et hiver sur le Plateau néo-écossais et la baie de Fundy, y compris de nombreux niveaux records (depuis 1985) d'octobre à décembre. Le Plateau de Terre-Neuve-et-Labrador présentait toutefois des températures de surface de la mer presque normales en moyenne pendant la saison libre de glace. L'étendue moyenne des glaces de mer en hiver était près de la normale sur le Plateau de Terre-Neuve-et-Labrador, mais elle se classait au 6e rang le plus faible depuis le début des relevés en 1969 dans le golfe du Saint-Laurent. Par conséquent, les conditions de la couche intermédiaire froide de l'été étaient presque normales sur le Plateau continental de Terre-Neuve-et-Labrador, à l'exception des conditions plus froides que la normale sur les Grands Bancs (3LNO) à l'automne, et étaient près de la normale à au-dessus de la normale sur le Plateau néo-écossais et dans le golfe du Saint-Laurent. Ainsi, un gradient nord-sud a été observé à nouveau dans les conditions CIL en 2017, pour la quatrième année consécutive. Les températures sur le fond dans la zone atlantique ont varié de inférieures à la normale à normales lorsqu'associées à des profondeurs de la couche intermédiaire froide comme sur le Plateau de Terre-Neuve-et-Labrador et sur le Plateau madelinien, jusqu'à des températures supérieures à la normale pour les eaux plus profondes, incluant un nouveau record centenaire de la température des eaux du golfe à 300 m.

Les patrons de variation des variables biogéochimiques semblent être dominés par les fluctuations à court terme, car l'échantillonnage n'a été entrepris qu'en 1999, mais des tendances pluriannuelles ont été observées au cours des dernières années. L'état de l'environnement biogéochimique démontre une certaine structuration spatiale à travers la zone atlantique. Dans l'ensemble, il semble qu'il y ait eu des changements importants dans les patrons généraux de productivité des niveaux trophiques inférieurs au cours des dernières années. Les déclins généraux des stocks de sels nutritifs et de chlorophylle peuvent indiquer un potentiel de production de l'écosystème inférieur à celui de la décennie précédente et le déplacement de la structure de la communauté zooplanctonique de copépodes riches en lipides vers des taxons plus petits peut avoir des conséquences sur l'efficacité de transfert des producteurs primaires aux niveaux trophiques supérieurs.

Au centre de la mer du Labrador, la couche mixte hivernale et le retournement convectif ont atteint une profondeur maximale de 2 000 m, le plus profond depuis le record de 2 400 m en 1994, et la classe d'eau de mer du Labrador est l'une des plus importantes jamais observées depuis le début des années 1990. La convection en eau profonde des années précédentes a donné lieu à des conditions préalables favorisant le mélange en profondeur observé en 2017.

SOURCES DE RENSEIGNEMENTS

Le présent avis scientifique découle de la dix-huitième réunion annuelle du Programme de Monitorage de la Zone Atlantique (PMZA) tenue du 20 au 23 mars 2018. Toute autre publication découlant de cette réunion sera publiée, lorsqu'elle sera disponible, sur le calendrier des avis scientifiques de Pêches et Océans Canada.

Colbourne, E., J. Holden, S. Snook, G. Han, S Lewis, D. Senciall, W. Bailey, J. Higdon, and , N. Chen. 2017. Physical Oceanographic Conditions on the Newfoundland and Labrador Shelf during 2016. DFO Can. Sci. Advis. Sec. Res. Doc. 2017/079. v + 50 p.

Devine, L., M. Scarratt, S. Plourde, P.S. Galbraith, S Michaud, and C. Lehoux. 2017. Chemical and Biological Oceanographic Conditions in the Estuary and Gulf of St. Lawrence during 2015. DFO Can. Sci. Advis. Sec. Res. Doc. 2017/034. v + 48 p.

Galbraith, P.S., J. Chassé, C. Caverhill, P. Nicot, D. Gilbert, B. Pettigrew, D. Lefaivre, D. Brickman, L. Devine, and C. Lafleur. 2017. Physical Oceanographic Conditions in the Gulf of St. Lawrence in 2016. DFO Can. Sci. Advis. Sec. Res. Doc. 2017/044. v + 91 p.

Hebert, D., R. Pettipas, D. Brickman, and M. Dever. 2018. Meteorological, Sea Ice and Physical Oceanographic Conditions on the Scotian Shelf and in the Gulf of Maine during 2016. DFO Can. Sci. Advis. Sec. Res. Doc. 2018/016. v + 53 p.

Johnson, C., E. Devred, B. Casault, E. Head, and J. Spry. 2017. Optical, Chemical, and Biological Oceanographic Conditions on the Scotian Shelf and in the Eastern Gulf of Maine in 2014. DFO Can. Sci. Advis. Sec. Res. Doc. 2017/012. v + 53 p.

Pepin, P., G. Maillet, S. Fraser, G. Doyle, A. Robar, T. Shears, and G. Redmond. 2017. Optical, chemical, and biological oceanographic conditions on the Newfoundland and Labrador Shelf during 2014-2015. DFO Can. Sci. Advis. Sec. Res. Doc. 2017/009. v + 37 p.

Therriault, J.-C., B. Petrie, P. Pepin, J. Gagnon, D. Gregory, J. Helbig, A. Herman, D. Lefaivre, M. Mitchell, B. Pelchat, J. Runge, and D. Sameoto. 1998. Proposal for a northwest Atlantic zonal monitoring program. Can. Tech. Rep. Hydrogr. Ocean Sci. 194: vii+57p

ANNEXE

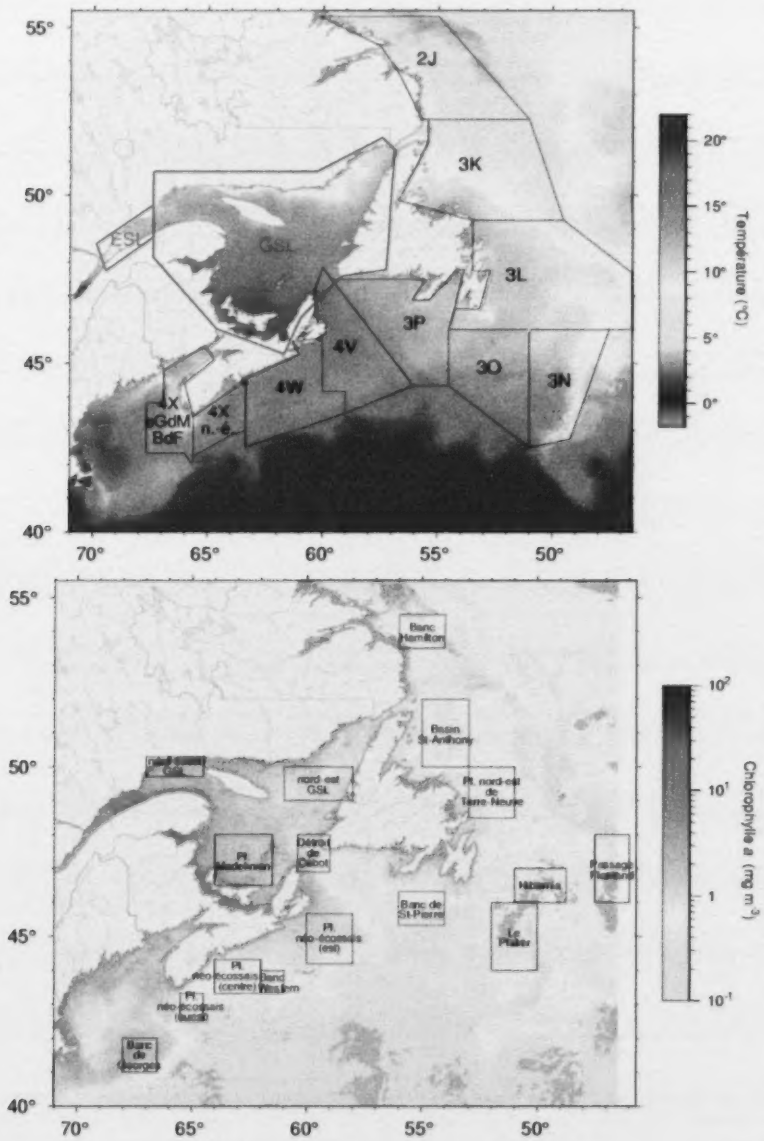

Figure 3. Régions utilisées pour les moyennes de température (haut) et de couleur de l'eau (bas). Les Divisions l'OPANO ont été coupées au talus continental. Les anonymes GSL et ESL sont le golfe Saint-Laurent et l'estuaire du Saint-Laurent respectivement. Le champ de température est celui de juillet 2017 tandis que la concentration de chlorophylle a est pour la deuxième demie de juillet 2017.

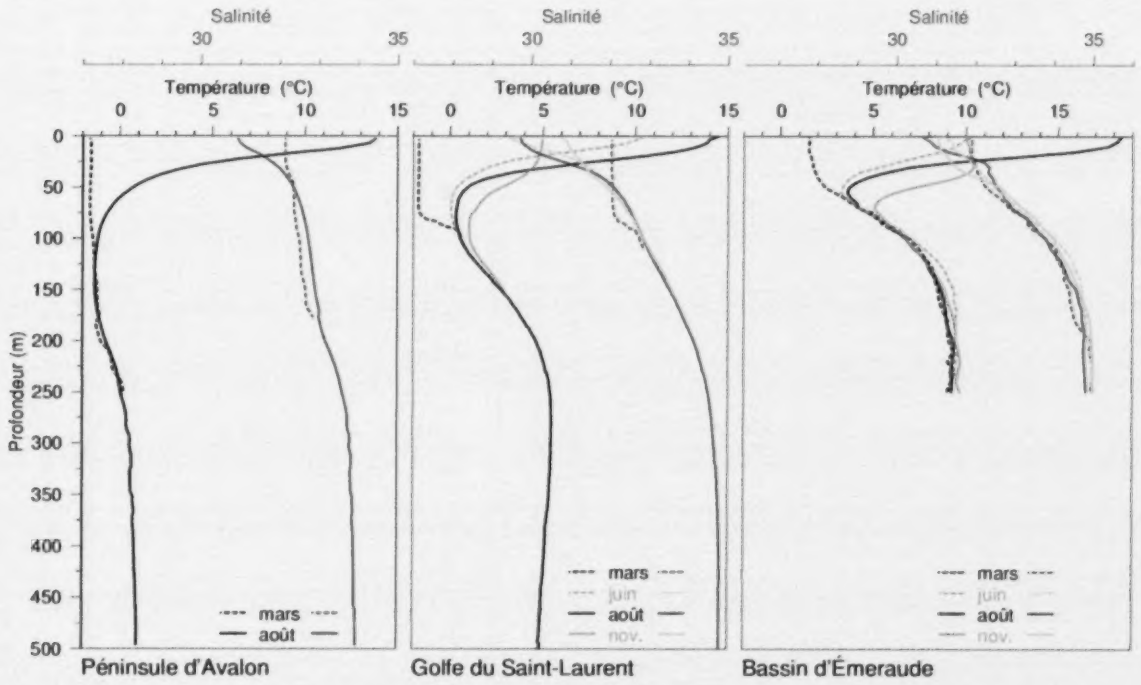

Figure 4. Progression saisonnière typique du profil de profondeur de la température et de la salinité observée dans trois régions représentatives de la zone. La région de la péninsule d'Avalon est délimitée par 45-50 ° N et 50-55 ° O et sont montrées ici les moyennes des profils de mars et août entre 2015 et 2017, calculées respectivement à partir de 5 et 302 profils. Les profils du golfe du Saint-Laurent sont des moyennes d'observations en juin, août et novembre 2007 dans le nord du Golfe, tandis que le profil de mars montre un seul profil de température hivernale (mars 2008) avec des températures près du point de congélation dans les 75 premiers mètres. Les profils du bassin d'Émeraude sont des moyennes climatologiques mensuelles pour la période 1981-2010.

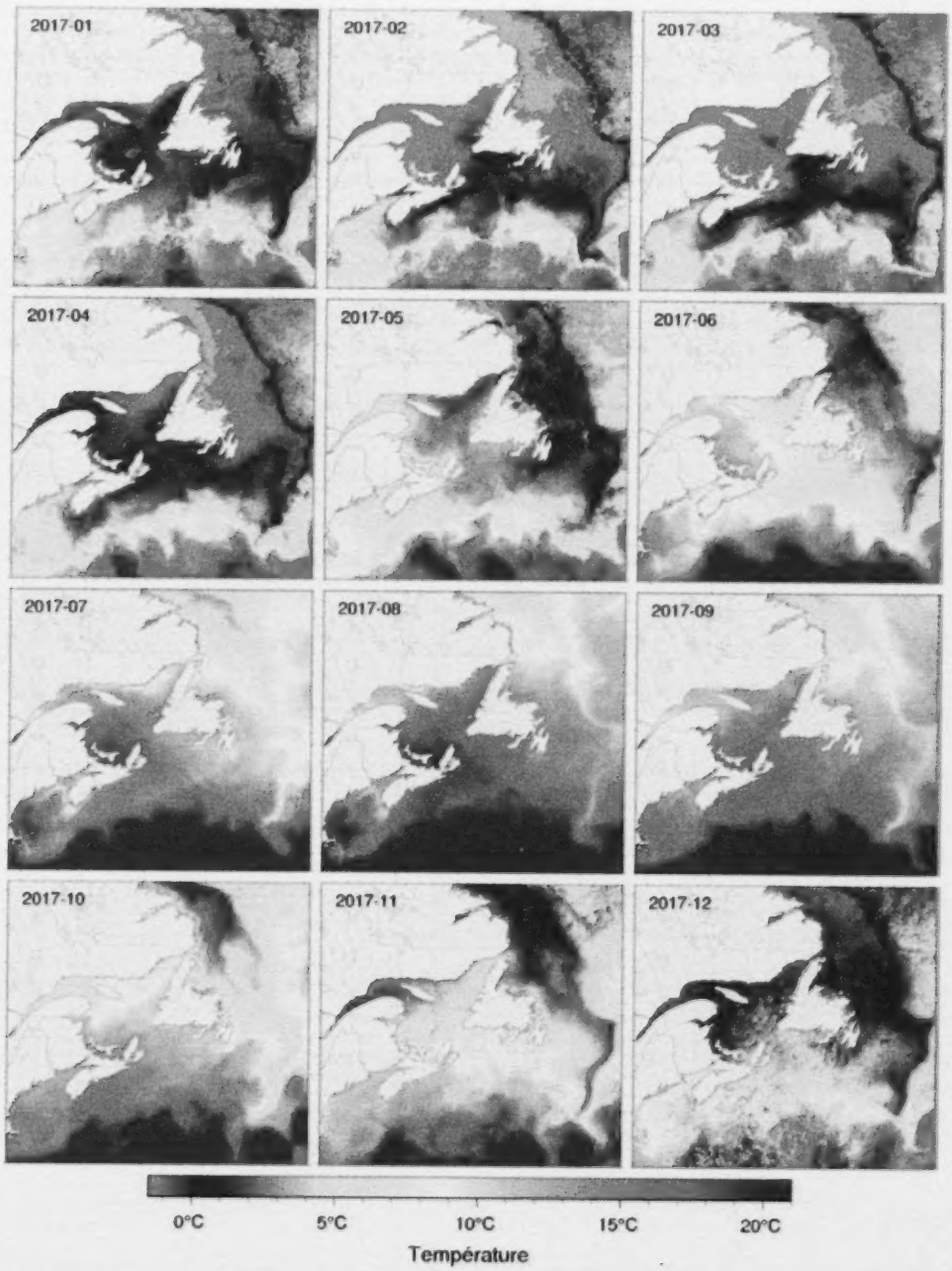

Figure 5. Température de la surface de la mer moyennée par mois de 2017 dans la zone atlantique.

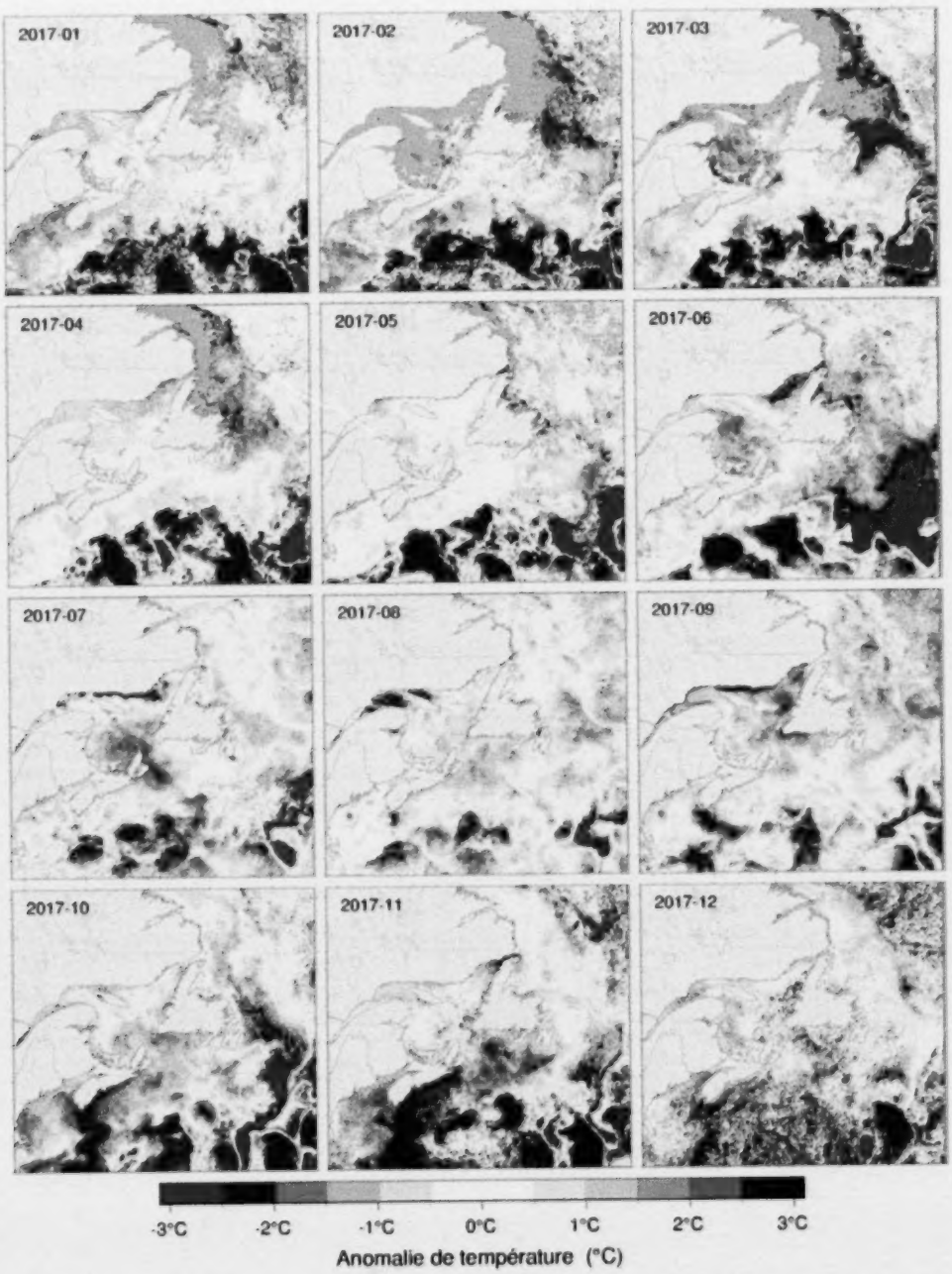

Figure 6. Anomalies mensuelles de température de la surface de la mer en 2017 dans la zone atlantique. Les anomalies de température sont basées sur une climatologie de 1985-2010.

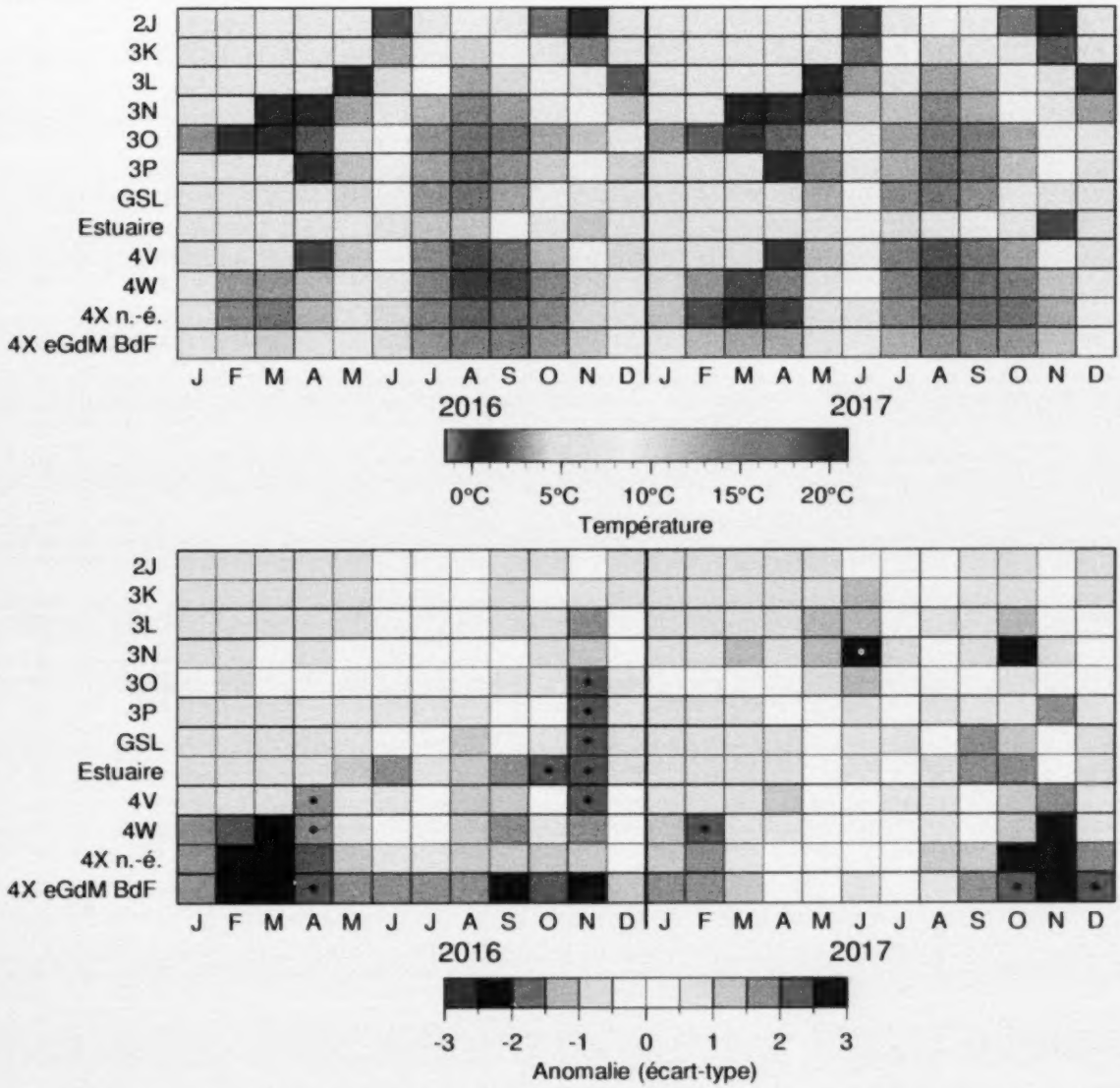

Figure 7. Températures (haut) et anomalies (bas) de la surface de la mer en 2016-17 moyennées mensuellement sur les 12 régions identifiées à la figure 3. Les régions et mois pour lesquels la température moyenne était à un niveau record sont identifiés par une étoile.

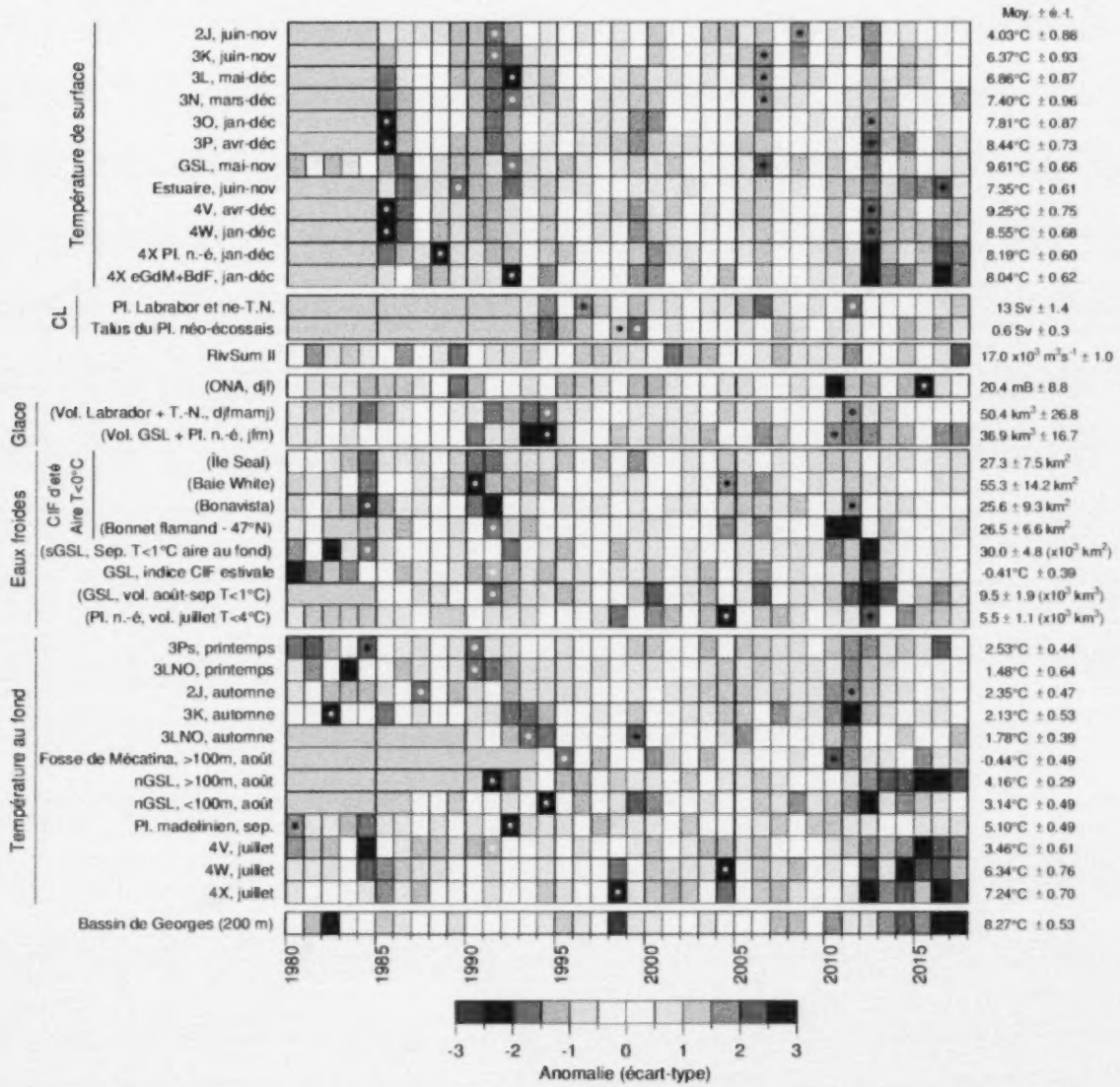

Figure 8. Séries temporelles (de 1980 à 2017) des variables océanographiques. Une cellule grise indique une donnée manquante, une cellule blanche une valeur entre 0,5 écart-type de la moyenne à long terme calculée, lorsque possible, sur les données de 1981 à 2010. Les cellules rouges indiquent des conditions plus élevées que la normale, les cellules bleues plus basses que la normale. Les variables dont les noms apparaissent entre parenthèses ont un code de couleur inversé, où le rouge signifie une valeur basse qui correspond à des conditions chaudes. Les teintes plus fortes correspondent aux plus grandes anomalies. Les minimums et maximums des séries temporelles sont indiqués par des étoiles lorsqu'ils surviennent durant la période affichée. Les moyennes et écarts-types sont présentés à droite de la figure. Les températures de surface pour le golfe Saint-Laurent de 1980 à 1984 sont estimées à partir de la température de l'air. RivSumII est le débit d'eau douce combinée s'écoulant dans l'estuaire du Saint-Laurent. (Transport du courant du labrador [CL], Oscillation Nord-Atlantique [ONA], golfe du Saint-Laurent [GSL], Plateau néo-écossais [Pl. n.-é.], sud du golfe du Saint-Laurent [sGSL], nord du golfe du Saint-Laurent [nGSL], couche intermédiaire froide [CIF]).

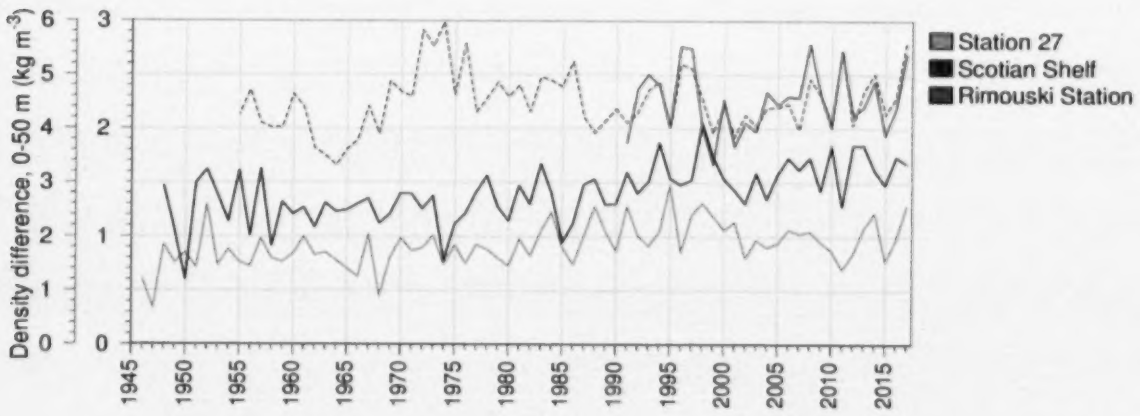

Figure 9. Tendances de la stratification dans le sud du Plateau de Terre-Neuve-et-Labrador (à la station 27), sur le Plateau néo-écossais et dans l'estuaire du Saint-Laurent (station Rimouski). La ligne pointillée pour la station de Rimouski est une approximation basée sur le débit d'eau douce.

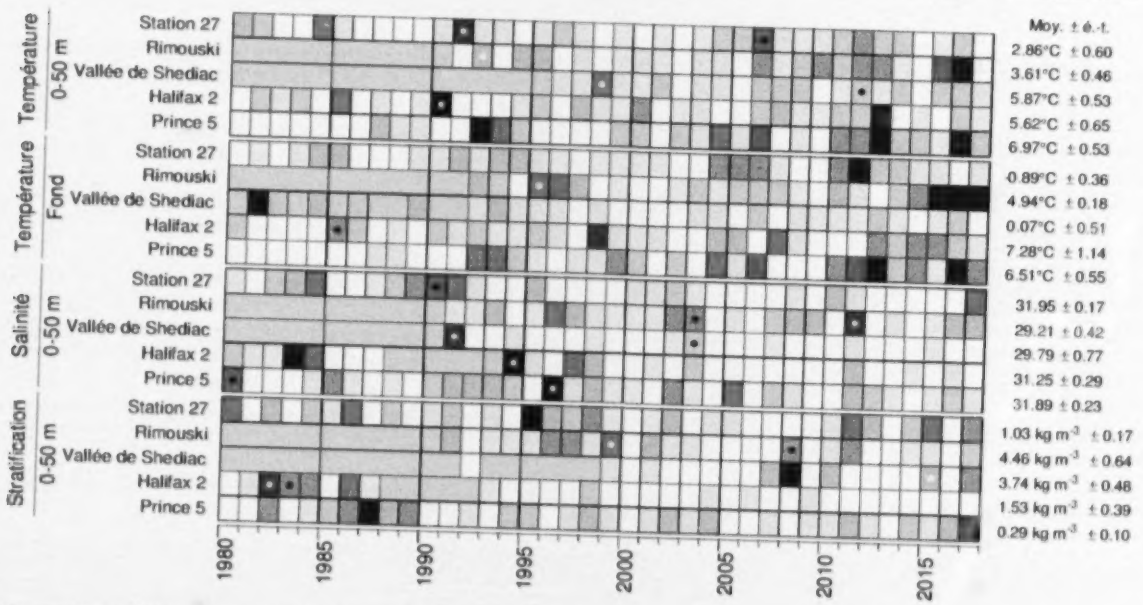

Figure 10. Séries temporelles (de 1980 à 2017) des variables océanographiques aux stations à haute fréquence d'échantillonnage du PMZA. Une cellule grise indique une donnée manquante, une cellule blanche une valeur entre 0,5 écart-type de la moyenne à long terme calculé, lorsque possible, sur les données de 1981 à 2010. Pour la température moyenne sur la profondeur aux stations fixes, les cellules rouges indiquent des conditions plus chaudes que la normale, les cellules bleues plus froides que la normale. Les teintes plus fortes correspondent aux plus grandes anomalies. Pour la salinité et la stratification, le rouge correspond aux conditions au-dessus de la normale. Les minimums et maximums des séries temporelles sont indiqués par des étoiles lorsqu'ils surviennent durant la période affichée. Les moyennes et écarts-types climatologiques sont présentés à droite de la figure. La palette est telle qu'aux figures 7 et 8.

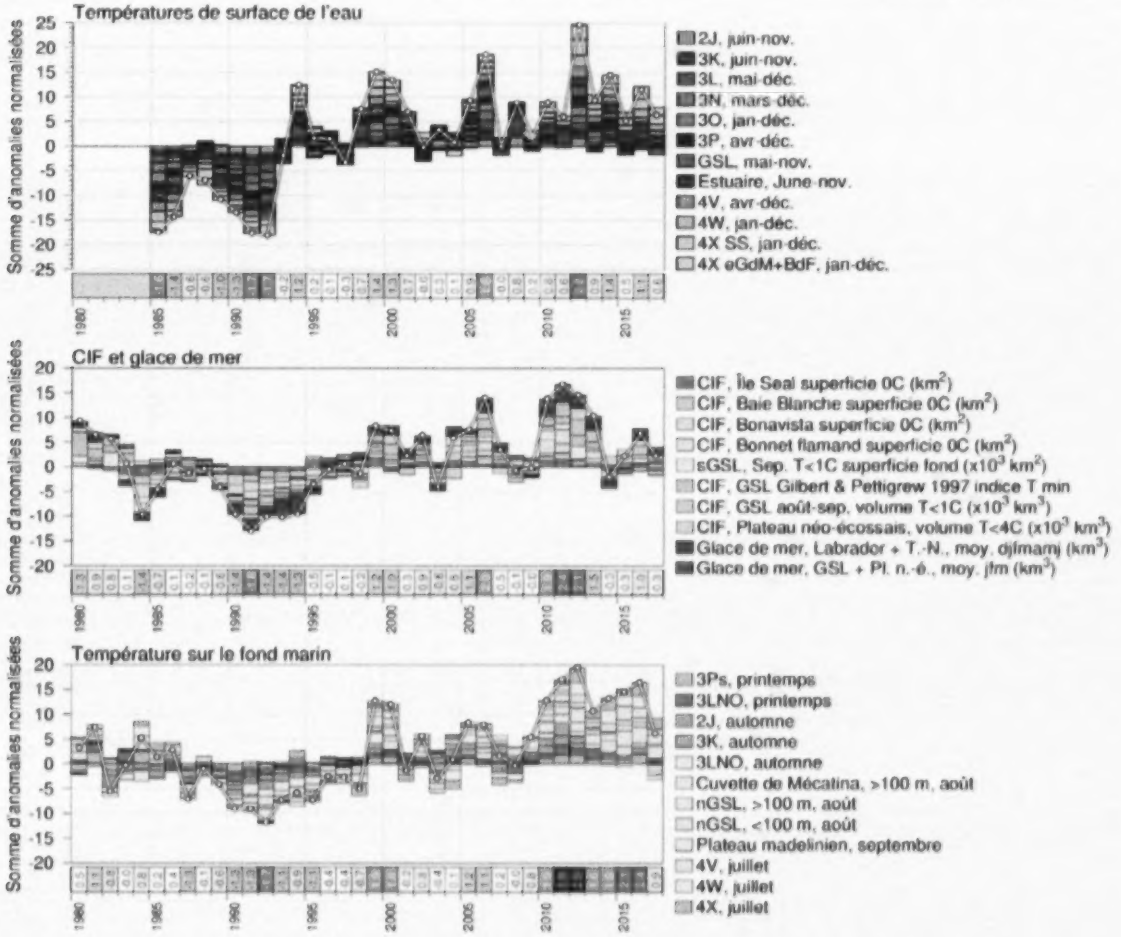

Figure 11. Indices climatiques composites (lignes blanches et symboles blancs) calculés par la somme d'anomalies normalisées provenant de différentes parties de l'environnement (boîtes empilées au-dessus de l'abscisse sont des anomalies positives tandis que celles sous l'abscisse sont négatives). Le panneau du haut somme des anomalies de température de surface de l'eau, celui du milieu somme des anomalies de couches intermédiaires froides et de glace de mer (des anomalies positives représentent ici des conditions chaudes), et le panneau du bas somme des anomalies de température sur le fond.

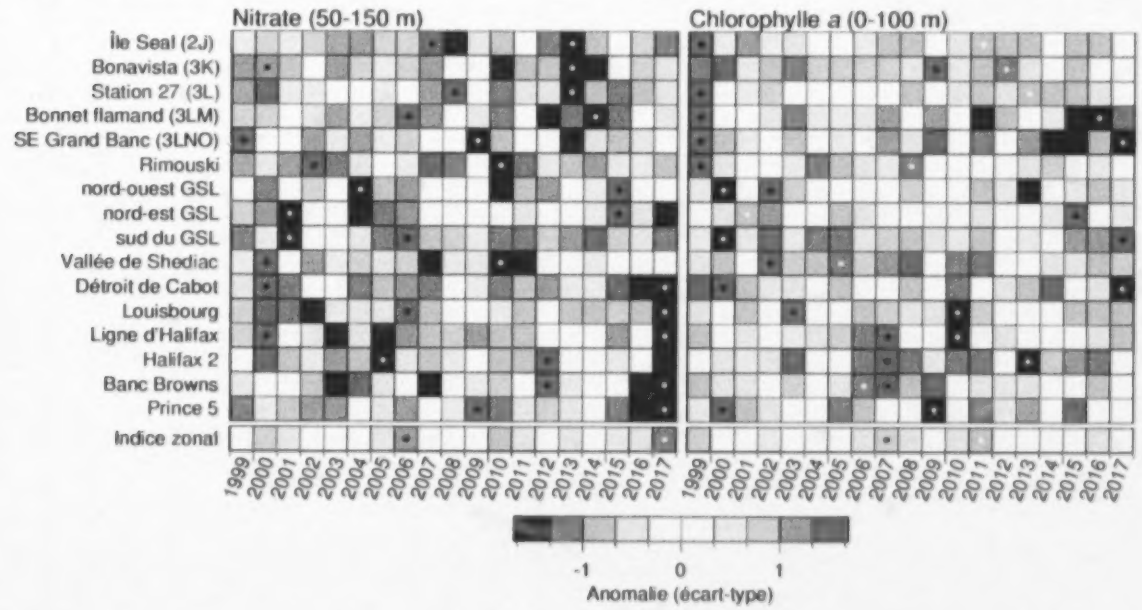

Figure 12. Séries temporelles (de 1999 à 2017) des inventaires de nitrates dans la couche profonde (50-150 m) et de l'abondance du phytoplancton en surface (exprimé par la concentration moyenne de chlorophylle a entre 0 et 100 m) sur les transects (identifiés en rouge à la figure 2) et stations à haute fréquence (identifiées en noir à la figure 2) du PMZA. Une cellule grise indique une donnée manquante, une cellule blanche une valeur entre 0,5 écart-type de la moyenne à long terme calculée sur les données de 1999 à 2015. Les cellules rouges indiquent des conditions plus élevées que la normale, les cellules bleues sous la normale. Les teintes plus fortes correspondent à de plus grandes anomalies. Les minimums et maximums des séries temporelles sont indiqués par des étoiles; notez le changement de la palette de couleur.

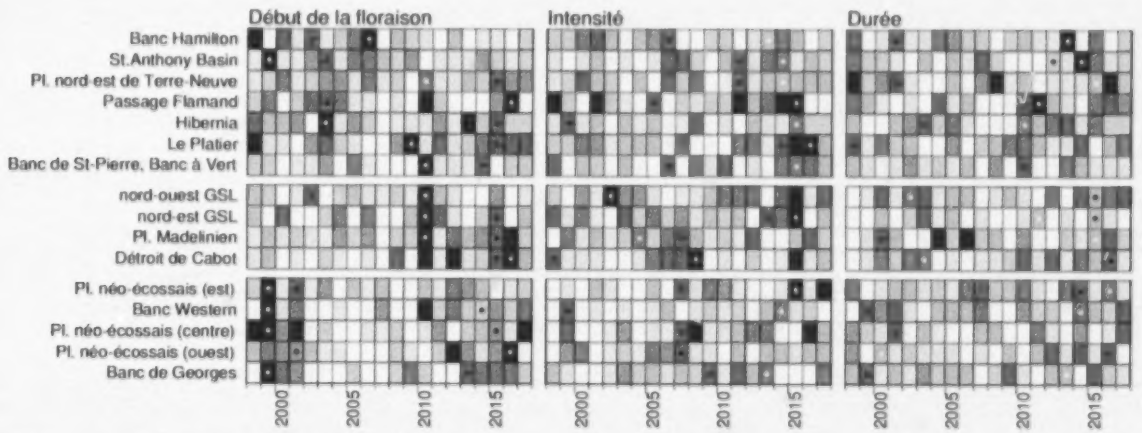

Figure 13. Séries temporelles (de 1998 à 2017) d'anomalies de paramètres de la floraison phytoplanctonique (début, intensité et durée). Données de SeaWIFS pour la période 1998-2008, MODIS pour al période 2099-2011 et VIIRS par la suite. Les minimums et maximums des séries temporelles sont indiqués par des étoiles. Vois la figure 3 pour les définitions des régions. La palette est telle qu'à la figure 10.

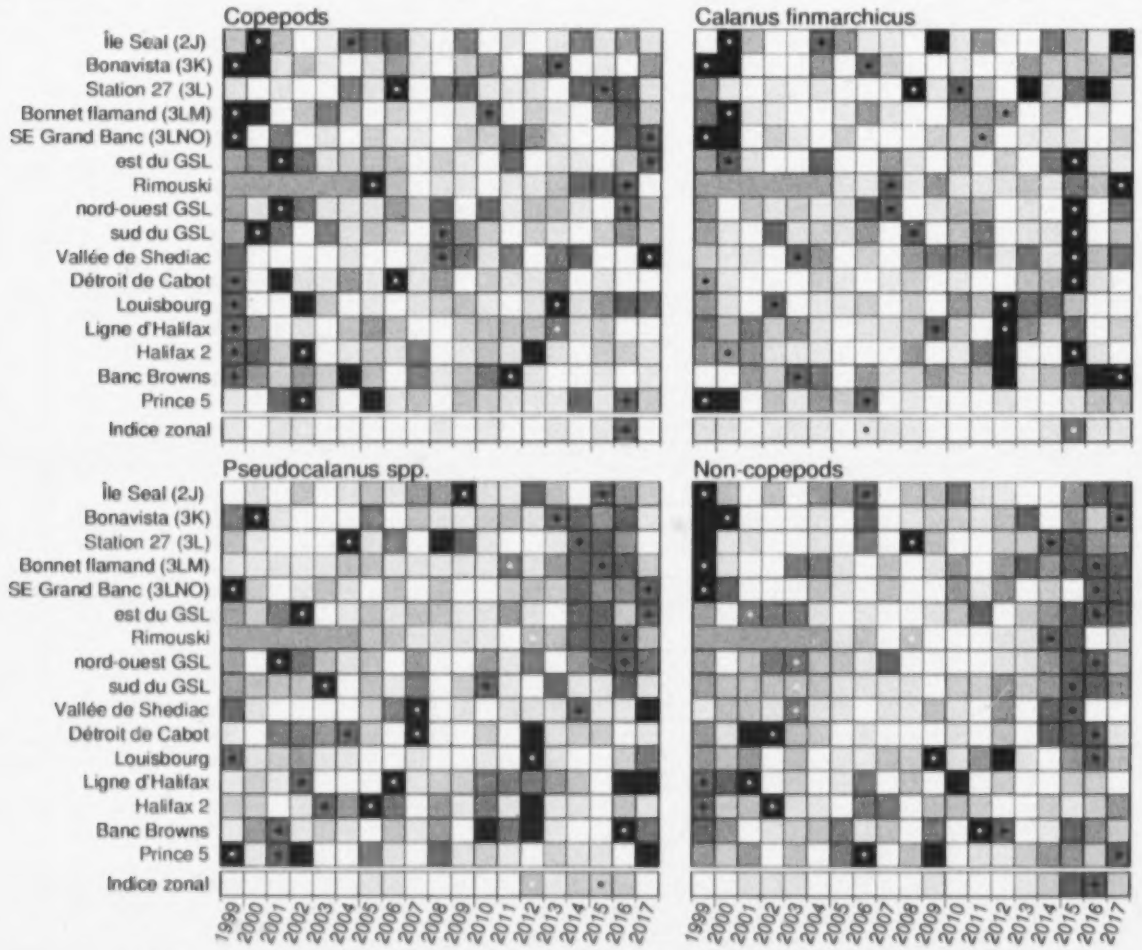

Figure 14. Séries temporelles (de 1999 à 2016) des copépodes, Calanus finmarchicus, Pseudocalanus spp. et des zooplanctons autres que les copépodes. Une cellule grise indique une donnée manquante, une cellule blanche une valeur entre 0,5 écart-type de la moyenne à long terme calculée sur les données de 1999 à 2010. Les cellules rouges indiquent des conditions plus élevées que la normale, les cellules bleues sous la normale. Les teintes plus fortes correspondent à de plus grandes anomalies. Les minimums et maximums des séries temporelles sont indiqués par des étoiles. La palette est telle qu'à la figure 10.

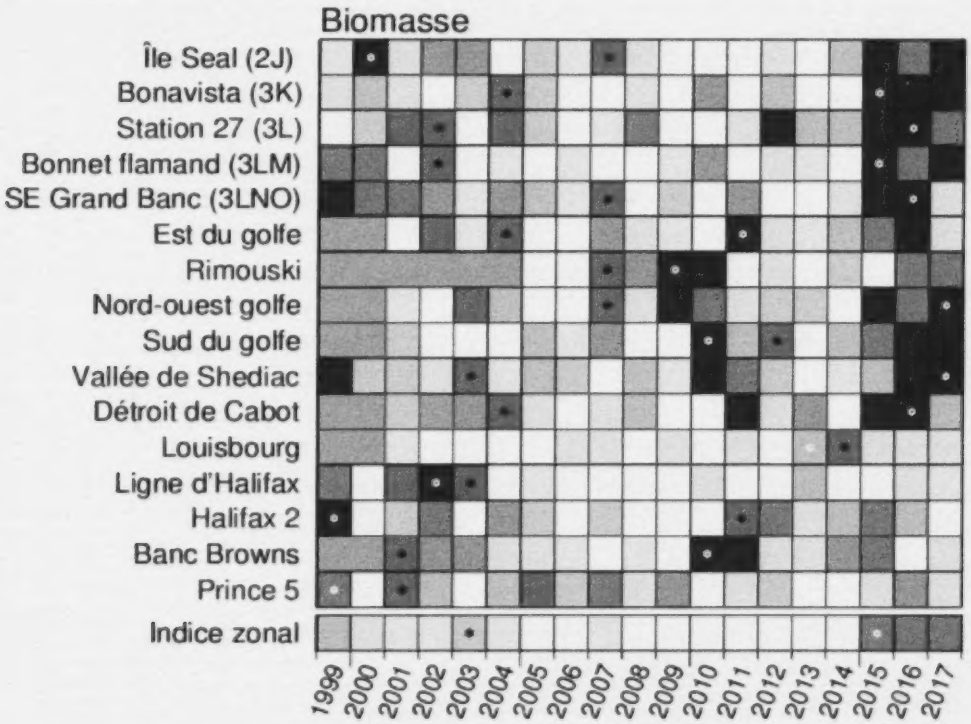

Figure 15. Séries temporelles de la biomasse du zooplancton (poids sec), 1999 à 2017. La biomasse est mesurée sur la fraction des tailles de 0,2 à 10 mm et est habituellement dominée par les copépodes. Une cellule grise indique des données manquantes, une cellule blanche est une valeur comprise entre 0,5 écart-type de la moyenne à long terme, basée sur les données de 1999-2015; un globule rouge indique des stocks supérieurs à la normale, une cellule bleue inférieure à la normale. Des couleurs plus intenses indiquent des anomalies plus importantes. Les minimums et maximums de la série sont indiqués par une étoile. La rangée la plus basse est la moyenne (anomalie pour toutes les sections et stations fixes pour une année donnée) La palette est telle qu'à la figure 10.

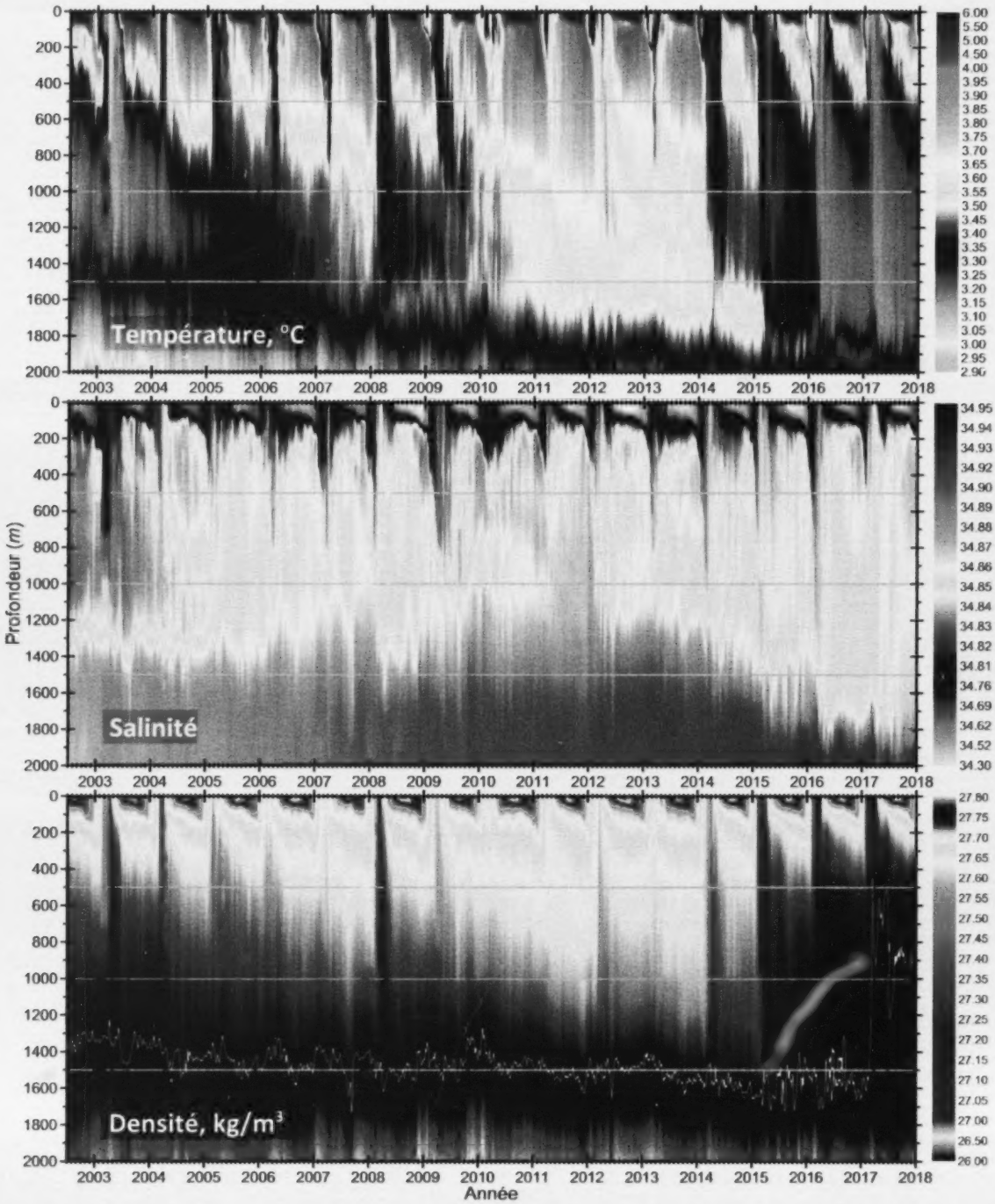

Figure 16. Évolution temporelle de (haut) la salinité et (bas) la température dans la mer du Labrador (ouest à centre), telle que dérivée par les profileurs Argo durant la période 2002-17.

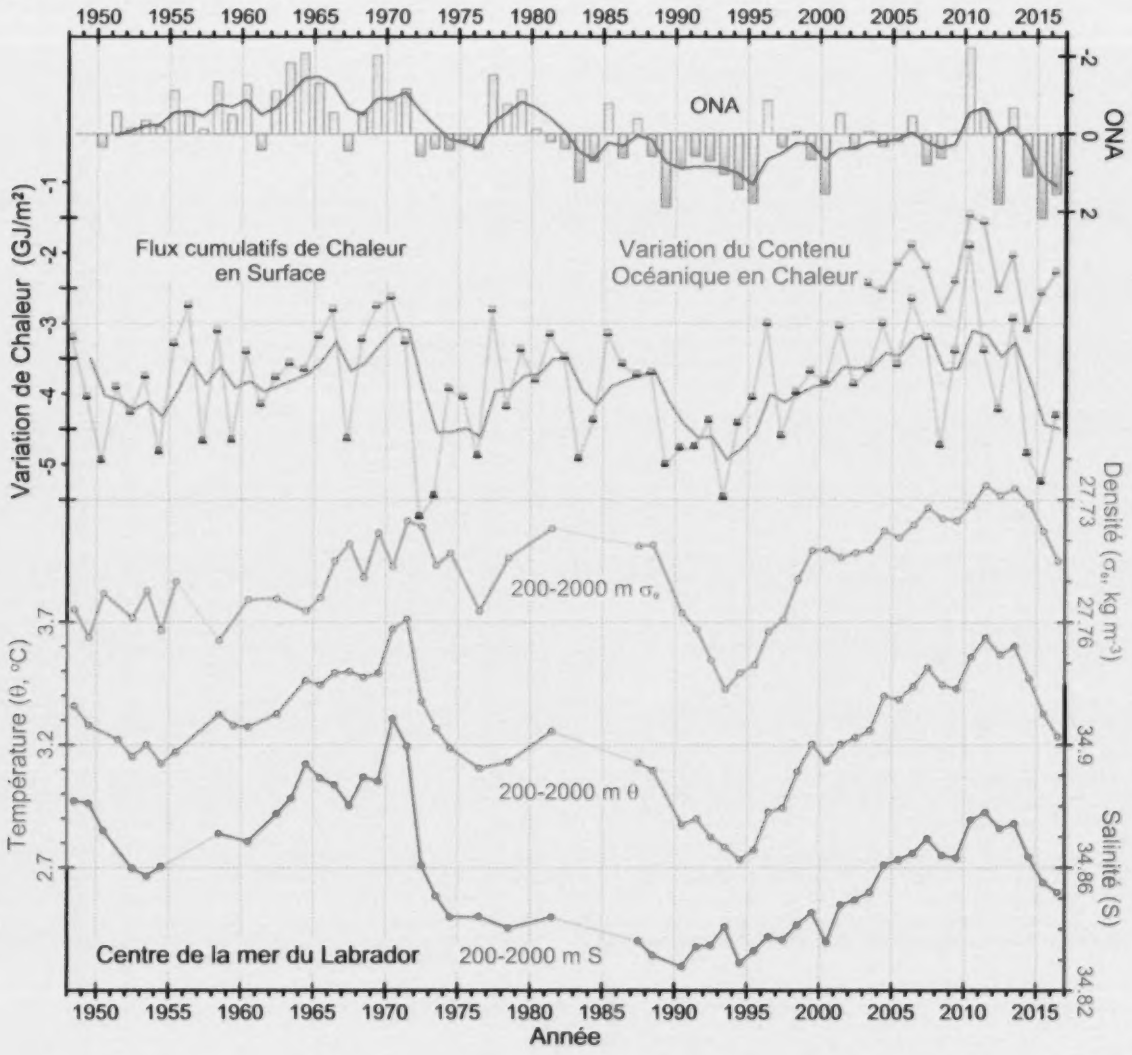

Figure 17. Principaux indices climatiques pour la mer centrale du Labrador depuis 1948. Le graphique supérieur montre l'indice NAO d'hiver normalisé (échelle inversée). Les deux prochaines séries chronologiques représentent des changements de chaleur dans la mer centrale du Labrador au cours de chaque saison de refroidissement annuelle: d'abord, la variation de la teneur en chaleur de l'océan au cours de chaque saison de refroidissement océanique de l'ère Argo (2003-présent; ce qui fournit une couverture de toutes saisons) en fonction des profils de température (rouge) et, deuxièmement, le changement déduit du flux cumulatif de chaleur de surface calculé à partir des données des Centres nationaux de prévision environnementale (bleu) et la valeur d'un filtre à cinq points (ligne continue avec valeur tracée à la dernière année de chaque période). Les quatre courbes inférieures sont des estimations de la densité annuelle (σ_0, référencée à la surface, échelle inversée), la température moyenne (θ) et la salinité (S) moyenne sur l'intervalle de 200-2000 m dans la mer centrale du Labrador, et la température de courantomètres placés à environ 1000 mètres de profondeur à l'est du Banc de Hamilton.

CE RAPPORT EST DISPONIBLE AUPRÈS DU :

Centre des avis scientifiques (CAS)
Région de Terre-Neuve-et-Labrador
Pêches et Océans Canada
C. P. 5667
St. John's (Terre-Neuve-et-Labrador) A1C 5X1

Téléphone : 709-772-3332
Courriel : DFONLCentreforScienceAdvice@dfo-mpo.gc.ca
Adresse Internet : www.dfo-mpo.gc.ca/csas-sccs/

ISSN 1919-5117
© Sa Majesté la Reine du chef du Canada, 2018

La présente publication doit être citée comme suit :

MPO. 2018. Conditions océanographiques dans la zone Atlantique en 2017. Secr. can. de consult. sci. du MPO, Avis sci. 2018/039.

Also available in English:

DFO. 2018. Oceanographic Conditions in the Atlantic Zone in 2017. DFO Can. Sci. Advis. Sec. Sci. Advis. Rep. 2018/039.